

Das Kristallin zwischen Altfalter und  
Wundsheim in der Oberpfalz

Heinz-Richard Bosse

1961





Digitized by the Internet Archive  
in 2026

[https://archive.org/details/IA41555225\\_0006](https://archive.org/details/IA41555225_0006)



DAS KRISTALLIN ZWISCHEN ALTFALTER UND WUNDSHEIM  
IN DER OBERPFALZ

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Ludwig-Maximilians-Universität

München

vorgelegt

von

Heinz-Richard Bosse

aus

Hamburg

1961

1. Berichterstatter: Prof. Dr. G. FISCHER
2. Berichterstatter: Prof. Dr.-Ing. A. MAUCHER

Tag der mündlichen Prüfung: 22.11.61.

## Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand in den Jahren 1960 und 1961 aus meiner Diplomarbeit. Die Geländearbeiten wurden 1957, 1958 und 1960 ausgeführt.

Ganz besonders möchte ich meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. G. FISCHER für die Übertragung der Arbeit und fördernde Hinweise und Kritik bei ihrer Durchführung danken. Häufigen Diskussionen mit meinen Studienkollegen E. DIMROTH und S. EL GABY verdanke ich manche Anregung.

Für die großzügige, finanzielle Unterstützung der Geländearbeiten bin ich der Flußspatwerke GmbH, Nürnberg, zu Dank verpflichtet.

Der Anhang "Der Flußspat und seine Begleitmineralien" ist nicht zum Druck bestimmt, ebenso die Abbildungen und geologischen Karten, die getrennt als Anlagen beigelegt sind. Diese Zusätze zur Dissertation liegen am Institut für Gesteinskunde der Universität München auf und können dort eingesehen werden.

München, im Juni 1961

H. -R. Bosse



## Inhaltsverzeichnis

|                                                          | Seite |
|----------------------------------------------------------|-------|
| Einleitung .....                                         | 1     |
| I. Die metamorphen Gesteine .....                        | 3     |
| 1. Die Cordierit-Plagioklas-Metablastitgneise .....      | 3     |
| 2. Der Plagioklas-Biotit-Diatexit-Gneis .....            | 10    |
| 3. Die Plagioklas-Biotit-Hornblende-Gneise .....         | 20    |
| 4. Die Kalksilikatfelse .....                            | 29    |
| 5. Die quarzitischen Plagioklas-Biotit-Gneise .....      | 29    |
| 6. Die Cordierit-Fleckenaploide .....                    | 31    |
| 7. Die Metatekte .....                                   | 33    |
| II. Die Intrusivgesteine .....                           | 35    |
| 1. Der "Kristallgranit" .....                            | 35    |
| 2. Der "feinkörnige Granit" .....                        | 37    |
| 3. Der "grobkörnige Granit" .....                        | 39    |
| 4. Der Aplitgranit .....                                 | 41    |
| 5. Die Aplite .....                                      | 42    |
| 6. Die Pegmatite .....                                   | 42    |
| 7. Der Pfahlquarzgang .....                              | 42    |
| III. Die Mylonitzonen .....                              | 43    |
| 1. Die mylonitisierten, "grobkörnigen Granite" .....     | 44    |
| 2. Die Ultramylonite .....                               | 44    |
| 3. Die stark beanspruchten, "feinkörnigen Granite" ..... | 45    |
| Die Sedimentbedeckung (ab Perm) .....                    | 45    |
| IV. Die Tektonik .....                                   | 46    |
| Zusammenfassung .....                                    | 55    |
| Literaturverzeichnis .....                               | 57    |
| Tabellen                                                 |       |
| Probenverzeichnis                                        |       |
| Lebenslauf                                               |       |



## Einleitung

Das Untersuchungsgebiet liegt in der südlichen Oberpfalz, ca. 10 km nord-östlich Schwandorf. Die nördliche Begrenzung ist durch den Kartenrand der topographischen Karte 1 : 25 000 Nr. 6639 Wackersdorf gegeben. Im Osten bildet das Auer-Bachtal die Grenze, im NW und SW der Rand der Weidinger Senke bzw. der Ostrand der Bodenwöhrer Bucht. Nach Süden endet die geologische Kartierung am Kanauer-Bach und am Mühl-Bach bei Kemnath. Das umrissene Gebiet umfaßt ca. 20 qkm (siehe Kartenbeilage Blatt Wackersdorf Nr. 6639 1 : 25 000).

Die Oberflächengestaltung wird durch den Abbruch des Oberpfälzer Waldes zur vorgelagerten Ebene der Bodenwöhrer Bucht bestimmt. Zwei breite, NW - SE verlaufende Höhenrücken prägen das Bild bei der Annäherung von Westen, dazwischen greift von der Schwarzach her die Weidinger Senke ein. Die Entwässerung erfolgt einheitlich nach NW zur Schwarzach hin.

Die frühesten, geologischen Bearbeitungen gehen auf FLURL (1792) und GÜMBEL (1868; er schuf die erste, vollständige Kartierung, Maßstab 1 : 100 000) zurück. Das Interesse der neueren Arbeiten galt dem Flußpat: Untersuchungen stammen von DORN (1936), BUDDE und TEUSCHER (1957), FISCHER (1957; unveröffentlichtes Gutachten) und BOSSE (1959, Ms). Von den angrenzenden Gebieten liegen im NW und N Arbeiten von RIEDEL (1954) und ZIEHR (1954) und im NE und E von DÜSING (1957, 1959) und BADER (1957, 1959) vor.

Die Eintragung der geologisch-petrographischen Einheiten erfolgte bei der Oberflächenkartierung auf der topographischen Karte 1 : 25 000 Nr. 6639 Blatt Wackersdorf, bei der Kartierung der Grube Max auf der Markscheiderkarte 1 : 500 vom Bergamt Amberg. Ferner sind als Beispiele Querschlags- und Streckenaufnahmen der Grube Max im Maßstab 1 : 100 beigegeben.

Der Stoffhaushalt der Gesteine wurde auf mikroskopischem Wege erfaßt. Dabei geben die Zahlen des modalen Stoffbestandes - soweit möglich - den "primären" Mineralbestand an, um Rückschlüsse auf den Chemismus und die Genese zu gestatten: Sekundär gebildete Mineralien, wie Chlorit, Serizit etc., wurden den zersetzten Mineralphasen (Biotit bzw. Feldspat) hinzugerechnet, wenn die Entstehung eindeutig war. Kalifeldspat, Quarz und Calcit, die diskordante Risse ausheilen, sind in den optischen Analysen nicht berücksichtigt.

Das zur Untersuchung gekommene Gesteinsmaterial gestattete es nicht, so zahlreiche Meßdaten zu gewinnen, daß aus deren Mittelwerten Ergebnisse von mathematischer Wahrscheinlichkeit erzielt werden konnten. Es soll hier vielmehr eine Lösungsmöglichkeit aufgezeigt werden, deren Gültigkeit weiteren Beobachtungen vorbehalten ist.

Auslöschungsschiefe und Zwillingsgesetze wurden auf dem Universaldrehtisch nach FJODOROW bestimmt. Der Anorthitgehalt der Plagioklase ergibt sich aus der Auslöschungsschiefe von  $\alpha'$  in Schnitten senkrecht (001) und (010). Die Plagioklaszwillinge nach dem Albit- und Periklin-Gesetz lassen sich wegen des engen Lamellenabstandes am einfachsten durch Feststellung der Verwachsungsebene (Zonenmethode nach RITTMANN 1929) erkennen. Für alle übrigen Zwillingsgesetze wurden die Indikatrices beider Zwillingsindividuen eingemessen. Aus der graphisch konstruierten Zwillingsachse ermittelte sich dann an Hand der Stereogramme von TRÖGER (1956) das jeweils vorliegende Zwillingsgesetz. - Die Bestimmung der Lichtbrechung von Biotit und Hornblenden erfolgte an ausgesuchten, orientierten Schnitten nach der Immersionsmethode. -

Die Auswertung der tektonischen Daten vollzog sich nach den Methoden von B. SANDER (1948). In das SCHMIDTsche Netz als Darstellung der unteren Halbkugel werden nur Lineare durch ihre Durchstoßpunkte eingetragen. Flächen kommen also durch ihre Pole zur Abbildung. So wird die statistische Häufigkeit einzelner tektonischer Elemente übersichtlich dargestellt. Messungen gleicher Gefügeeinheiten (Klüfte, Scherflächen ohne Lettenbesteg, Scherflächen mit weniger als 1 cm Lettenbesteg) wurden für tektonisch zusammengehörige Grubenteile in eigenen Kugeldiagrammen dargestellt.

In den Abbildungen und im Text sind folgende Abkürzungen verwendet:

|                         |                                                                 |     |                               |      |             |
|-------------------------|-----------------------------------------------------------------|-----|-------------------------------|------|-------------|
| Qu                      | Quarz                                                           | Hgl | Hellglimmer                   | Orth | Orthit      |
| KF                      | Kalifeldspat                                                    | Sc  | Serizit                       | Ap   | Apatit      |
| Pg                      | Plagioklas                                                      | Pi  | Pinit                         | Gr   | Granat      |
| An                      | Anorthit                                                        | Co  | Cordierit                     | Ti   | Titanit     |
| Bi                      | Biotit                                                          | Hbl | Hornblende                    | My   | Myrmekit    |
| Chl                     | Chlorit                                                         | Zr  | Zirkon                        | Akz  | Akzessorien |
| Mu                      | Muscovit                                                        |     |                               |      |             |
| S                       | Schliffebene                                                    | B   | Faltenachse (meßbare Lineare) |      |             |
| "s"                     | Schieferungsfläche                                              | Sf  | Scherfläche                   |      |             |
| a, b, c                 | kristallographische Achsen                                      |     |                               |      |             |
| $n_x, n_y, n_z$         | Hauptbrechungsindizes                                           |     |                               |      |             |
| $\alpha, \beta, \gamma$ | Richtungen der Achsen des FRESNELschen Bezugsellipsoids         |     |                               |      |             |
| $\pi$                   | Pol des Großkreises der "s"-Flächen (konstruktiv ermitteltes B) |     |                               |      |             |

Das aufgeschlossene Kristallin ist ein Teil des Moldanubikums. Den Grundbestand der Gesteinsreihe bilden ehemals sedimentäre Ablagerungen auf, die heute als Paragneise vorliegen. In diesen Rahmen haben sich saure Intrusiva eingefügt.

## I. Die metamorphen Gesteine

sind Gneise aus verschiedenstem Ausgangsmaterial. Die häufigsten und am meisten typischen Umwandlungsglieder sind

### 1. Die Cordierit-Plagioklas-Metablastitgneise

In meinem Arbeitsgebiet herrschen sie ebenso wie in den Nachbargebieten vor. Sie sind an den NW-SE streichenden Flußspat-führenden Höhenrücken zwischen der Schwarzach und Kemnath gebunden. Die Cordierit-Gneise bilden das Grundgewebe, in das die übrigen Paragesteine gestreckt in "s", die Granite akkordant gangförmig eingefügt sind. In der Grube Max sind cm-starke Aploidlagen und -linsen sowie m-mächtige Cordierit-Fleckenaploide in den Gneisen zu finden.

Im Handstückbereich lassen sich nach dem verschieden ausgebildeten Gesamtgefüge Zeilengneise und Flasergneise unterscheiden. Sie gehen mit unscharfen Grenzen ineinander über. Beiden Gneistypen sind helle und dunkle Lagen eigen: Die schuppig-faserig bis strähnig-flatschigen, dunklen Züge bestehen vorwiegend aus Biotit und oliv-grünem, pinitisiertem Cordierit. Sie zeigen ein lepidoblastisch-schiefriges Gefüge. Die hellen Lagen setzen sich aus Quarz und Feldspat zusammen und bilden ein granoblastisches Gefüge aus.

Für die Lagentrennung sind zwei Deutungen möglich:

1. Der Lagenbau geht auf das sedimentäre Ausgangsmaterial zurück.
2. Die Lagensonderung entstand durch metamorphe Differentiation und tektonische Gleitreibung.

Es ist unwahrscheinlich, dass sedimentäre Strukturen die mehrfache Verfaltung und die anatektische Überformung dieser Gneise überdauert haben. Damit dürfte auch die auf engem Raum beobachtete Variationsbreite in der Gesteinszusammensetzung nicht auf Unterschiede eines Sedimentes beziehbar sein.

Am besten stimmt die Deutung als "tektonische Entmischung des Gesteins in Lagen verschiedener Gleitreibung" (FISCHER 1938) mit den verschiedenen Beobachtungen überein. Der Zeitpunkt dieser Sonderung ist heute nicht mehr zu bestimmen. Sie mag aus einem weniger metamorphen Stadium übernommen sein, denn zu Beginn der Cordieritblastese war eine Lagentrennung bereits angelegt.

Der Grundtyp dieses Gesteins sind

#### a) die Cordierit-Plagioklas-Metablastitgneise mit zeiligem Gefüge

Sie sind in der Regel sehr feinkörnig ausgebildet. Normal liegt ein strenger mm-Rhythmus der Zeilen vor, der auch bei schwachwelliger Verbiegung des Gesteins erhalten bleibt. Die gewohnte, scharfe Trennung in helle und dunkle

Anteile ist jedoch nicht immer vorhanden. In Partien mit enger Kleinfältelung verwischt sich der Lagenbau: Mobilisierte helle Lagen bilden übergeordnete Schlieren, in denen feine, dunkle Biotitschuppen noch das alte Gefüge nachzeichnen können. <sup>+)</sup>

b) Die Cordierit-Plagioklas-Metablastitgneise mit flaserigem Gefüge

Sie sind im allgemeinen etwas gröber körnig ausgebildet. Der Zusammenhang der Lagen ist verloren gegangen. Die Teilgefüge durchdringen sich gegenseitig. Die hellen Züge erreichen bis 1 cm, die dunklen bis 2 mm Mächtigkeit. Die Abgrenzung heller und dunkler Lagen ist scharf, aber die Lagen zeigen rasch schwankende Mächtigkeiten.

Die mikroskopische Beschreibung der beiden Gneise kann gemeinsam vorgenommen werden, da Mineralabfolge und Mineralbestand gleich sind.

Der Mineralbestand setzt sich aus Biotit, Chlorit, Cordierit, Plagioklas, Quarz und Muscovit als Hauptgemengteilen zusammen; untergeordnet finden sich Kalifeldspat, Granat, Zirkon, Apatit und Erz.

Die Biotite (Pleochroismus normal: dunkel-rotbraun bis farblos gelblich-braun) sind immer para- bis posttektonisch umkristallisiert, in den Faltenschenkeln mit (001) // "s", in den Faltenscheiteln in wirren Büscheln. Die wirre Lagerung der Biotite in den Faltenscheiteln spricht dafür, daß die Biotite schon vor der Faltung bestanden haben und tektonisch verformt wurden. Aus der Lage der Internbiotite läßt sich kein älteres Parallelgefüge feststellen. Es ist nicht zu entscheiden, ob das Biotit-"s" auf eine Druck- oder Transversalschieferung zurückgeht. Eine spätere Beanspruchung bewirkte eine erneute Verfältelung.

In verwitterten Proben und in der Nähe von hydrothermalen Gängen sind die Biotite chloritisiert (Sagenitbildung) und muscovitisiert. Als Einschlüsse kommen neben den Rutilnadeln vor: Erzaggregate, Zirkone (mit den charakteristischen pleochroitischen Höfen) und selten Apatite.

Cordierit greift verdrängend parallel den Spaltrissen in die langgestreckten Biotite ein und löst dabei Fetzen ab. Er ist stets in Hellglimmer umgewandelt. BADER (1959) gibt für unzersetzte Kristalle aus dem Nachbargebiet Neunburg v. W./Oberviechtach einen Achsenwinkel von  $2V_X = 56^\circ$  an. Das entspricht nach TRÖGER (1956) einem Cordierit mit 30% Eisen. Apatit und Zirkon konnten neben den erwähnten Biotitfetzen und rundlichen bis länglichen Quarzen nur selten als Einschlüsse beobachtet werden. Eine sichere Aussage über den Gehalt an Schwermineralien ist jedoch nicht möglich, da durch die starke Hellverglimmerung bei geringen Korngrößen Unterschiede nicht mehr erkennbar sind.

---

<sup>+)</sup>  Die Cordierite wurden von der letzten Verformung noch erfasst: Sie sind in den Faltenscheiteln verdickt und dünnen in den Schenkeln aus.

Plagioklas ist in der Regel unregelmäßig-körnig auf die hellen Lagen beschränkt. Es handelt sich um einen Oligoklas (Mittel aus 25 U-Tischvermessungen: 20% An). Die Anordnung der Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz deutet auf eine Formregelung der Plagioklase mit (010) // "s" hin. Selten sind auch Verbiegungen und Zerscherungen der Körner nach (001) zu erkennen.

"Verbiegungen" an Kristallen erfolgen nach dem Schema einer "Biegegleitung". TERTSCH (1949) gibt für Plagioklase keine Translationsebene und keine Translationsrichtung an.

Hin und wieder tritt Plagioklas in langgestreckten Individuen im dunklen Teilgefüge an Stelle von Biotit und Cordierit auf. Diese Plagioklasschläuche enthalten wie die Cordieritzellen Biotitblätter, die noch in kleinen Schuppen deutlich parallel den Großzellen geregelt sind. Die Biotiteinschlüsse im Cordierit sind jedoch größer und häufiger als im Plagioklas. Außerdem umschließen diese Feldspäte rundlich begrenzte Cordierite. Es ist sehr wahrscheinlich, daß diese langgestreckten Plagioklase im dunklen Teilgefüge den Cordierit verdrängen und die Biotiteinschlüsse übernehmen.

Muscovit wandert entlang Zwillingslamellen in den Plagioklas ein. Serizitisierung ist weit verbreitet. Zirkon, Apatit und Erz sind als Einschlüsse nicht häufig.

In den meisten Schliffen fehlt der Kalifeldspat. Nur selten ist er in deutlichen Mengen zu finden. Er wächst von Intergranularen gegen den älteren Plagioklas vor, erreicht aber nie die Korngrößen der anderen Kristalle. Seine niedrige Lichtbrechung, geringe Serizitisierung und etwas fleckige Auslöschung heben ihn von den anderen Mineralien ab. Plagioklas umschließt er teilweise und füllt die aufgeblätternen Zwickel an den Prismenenden der Biotite.

Perthitische Entmischungen fehlen fast ganz und lassen an sich zwei verschiedene Deutungen zu:

1. Eine allzu schnelle Abkühlung verhinderte die Entmischung des Albits.
2. Es war kein oder nur wenig Albit vorhanden.

Bei Metamorphiten dieser Art ist nur eine ganz langsame Abkühlung zu erwarten - im Gegensatz zu Ergußgesteinen und ihren Kontaktprodukten -, weil ihre Wanderungsgeschwindigkeit aus der Tiefe zur Oberfläche sehr gering ist. Man braucht deshalb nicht damit zu rechnen, daß instabile Kalifeldspäte erhalten geblieben sind. Das Fehlen oder die sehr geringe Menge der Perthitschnüre beweist, daß diese Kalifeldspäte der Cordierit-Gneise von Anfang an sehr arm an beigemischtem Natronfeldspat waren. Solche Nafreien oder nahezu freien Kalifeldspäte bilden sich aber erst bei niederen Temperaturen, bereits unterhalb der Tempera-

turen der Pegmatite. Man gewinnt hieraus einen Hinweis auf die Bildungstemperaturen dieser Feldspäte. - +)

Die Bestimmung von  $2V_x$  aus 4 Schliffen ergab folgende Werte: 40, 40, 48, 49, 50, 50, 52, 54, 56, 56, 60, 60, 60, 60, 60, 60, 62, 64, 66, 70, 76°. Die Zahlen häufen sich um zwei Mittelwerte bei 50° und 60°, Streuwerte reichen bis 40° bzw. 76°.

Sicher stellen die Kalifeldspäte mit  $2V_x = \text{ca. } 50^\circ$  "Orthoklase" dar. Die Zugehörigkeit der Kristalle mit  $2V_x = \text{ca. } 60^\circ$  ist fraglich. Sie stehen wohl den Orthoklasen noch sehr nahe, können aber auch schon in den Grenzbereich des Mikroklin fallen.

Ein Vergleich der im Cordierit-Gneis vermessenen Kalifeldspäte mit den Ergebnissen von TUTTLE (1952) ist jedoch nur mit großem Vorbehalt anzustellen, da dieser seine Untersuchungen allein an Eruptivgesteinen durchgeführt hat.

In Graniten würde einem Kalifeldspat-Achsenwinkel von  $2V_x = \text{ca. } 50^\circ$  ein Albitgehalt von ca. 20%, bei  $2V_x = \text{ca. } 60^\circ$  von ca. 30% entsprechen. Für die Metamorphite erscheint die Ableitung, daß die Kalifeldspäte 20-30% nicht entmischten Albit enthalten, aus den oben angeführten Gründen sehr unwahrscheinlich.

Der Quarz ist in amöboiden Körnern meist eng verzahnt in die hellen Lagen eingebaut. Er ist in der Regel Hauptgemengteil in allen Schliffen und löscht immer streifig undulös aus. Quarz greift alle Hauptgemengteile an und enthält sie als Einschlüsse.

Die großen Muscovitblätter sind räumlich an die zersetzten Cordierite gebunden. Dort ersetzen sie Biotit bzw. Chlorit. Der Chlorit liegt als Pennin vor. - Die seltenen, vielfach zersprungenen, blaß rosa gefärbten Almandinkörner sind vorwiegend an die Biotit- und Cordierit-reichen Lagen gebunden. - Der Apatit-gehalt wechselt von Schliff zu Schliff. Meist liegen Körner von ca. 0,02 bis 0,03 mm Breite vor (Abstand der parallelen Prismenflächen), die sich gleichmäßig auf die hellen und dunklen Lagen zu verteilen scheinen. Sehr selten sind große Körner bis 0,6 mm Breite. Fast alle Apatite zeigen scharf begrenzte Prismenflächen, die selbst bei den kataklastisch zerbrochenen Großkörnern noch gut zu erkennen sind. Die wenigen Kristalle mit ausgeprägter morphologischer Längsrichtung sind mit der c-Achse parallel "s" eingeregelt. - Zirkon überwiegt als Einschuß im Biotit, findet sich aber auch im Plagioklas und Quarz. Im Mittel erreichen die stets gut gerundeten Körner ca. 0,04 mm Länge und ca. 0,02 mm

---

+ ) BADER (1959) schildert die gleiche Perthitarmut der KF aus den präanatektischen Bi-Pg-Gneisen im Bereich Neunburg vorm Wald/Oberviechtach.

Breite. Kristallographische Flächen konnten nicht beobachtet werden. - Als Erze treten Magnetit und Titanit auf. Magnetit ist vorwiegend an die Biotite gebunden.

Modaler Stoffbestand: Die optischen Analysen von drei Zeilengneisen (Nr. 2, 5, 6) und drei Flasergneisen (Nr. 1, 3, 4) ergaben die beigefügten Werte (es wurden die Chloritwerte den Biotitwerten hinzugerechnet, wenn ihre Entstehung aus dem Biotit eindeutig zu erkennen war) (Tab. 1).

Es liegt ein beträchtlicher Unterschied vor in den Gehalten an femischen Gemengteilen auf der einen (Probe 1 = ca. 42%, Probe 6 = ca. 20%) und Kalifeldspat plus Plagioklas auf der anderen Seite (Probe 1 = ca. 10%, Probe 6 = ca. 43%). Die übrigen Proben (Nr. 2-5) vermitteln zwischen diesen extremen Gesteinszusammensetzungen den Übergang.

Biotit und Cordierit (sowie das Zersetzungsprodukt Muscovit) erreichen ihren Höchstwert vor allem auf Kosten von Plagioklas, nur zum geringeren Teil zu Lasten von Quarz. Das Auftreten des Muscovits erschwert diese Überlegungen. Rechnet man ihn den Mafiten hinzu, dann wird der Unterschied im Verhältnis Mafite : Feldspäte noch größer. Dieses Vorgehen scheint einmal darum berechtigt, weil die Muscovite an die Cordierite gebunden sind, zum anderen besitzen die Gehalte an Muscovit denselben Gang wie die Mafite (vgl. Tab. 1).

Der Kalifeldspatanteil schwankt unregelmäßig, scheint aber mit abnehmendem Mafitgehalt anzusteigen.

Viel auffälliger als die Verschiebungen im Verhältnis Mafite : Feldspäte erscheint die Konstanz der Quarzföhrung in der angegebenen Gneisreihe. Der Quarzgehalt vermehrt sich nur sehr geringfügig in den Feldspat-reicheren Proben. Das heißt, in solchen Zeilengneisen, die dickere helle Lagen besitzen, ist relativ mehr Feldspat und weniger Quarz enthalten als bei feinzeiligen und Mafit-reicheren Typen. Es könnte das sehr wohl bedeuten, daß in den helleren Gneisen ein größerer Anteil primären Quarzes zur Feldspatbildung aufgezehrt worden ist als in den weniger stark gefeldspateten, Mafit-reichern Varietäten.

Anchieutektische Zuwanderungen enthalten ca.  $\frac{2}{3}$  Feldspat und  $\frac{1}{3}$  Quarz. Auch hierdurch wird das Verhältnis Feldspat : Quarz zu Gunsten des Feldspates verschoben. -

Die anschließende Erörterung der Ergebnisse soll versuchen, die Frage nach dem Stoffhaushalt und der Genese der Cordierit-Plagioklas-Metablastitgneise zu beantworten.

In meinem Gebiet erlaubt erst das Auftreten des Cordierits eine Kontrolle des Stoffhaushaltes im Dünnschliff: Die Cordieritisierung der Biotite bewirkte eine Trocknung des Gesteins und weist auf eine steigende Durchwärmung hin. Die

damit verbundene Entfernung von Kalium und  $H_2O$  zeigt eine Störung des Massengleichgewichtes an. - Die hellen Quarz-Feldspatlagen müssen zu diesem Zeitpunkt zum Teil mobilisiert gewesen sein. Die Verflüssigung ist wohl das Ergebnis einer "Lösung" gewesen, in der dem Wasser eine sehr wesentliche Rolle in der "Schmelzpunktserniedrigung" zukommt. Bei gegebener Temperatur und gegebenem Druck mußte sich eine Lösung ganz bestimmter Zusammensetzung mit einem bestimmten Prozentanteil  $H_2O$  herausbilden. Jene Anteile an Quarz und Feldspäten, die im Gestein überschüssig vorhanden waren, konnten nicht in diese Lösung aufgenommen werden und blieben als feste Kornaggregate auch während der Anatexis erhalten. Die Mobilisate sammelten sich in konkordanten und diskordanten Aploiden und Metatekten. Ihre Wanderungsweite bis zur Festlegung kann heute nicht mehr nachgeprüft werden. Die Cordierit-Plagioklas-Metablastitgneise waren demnach während der Anatexis ein offenes System, aus dem unbekannte Stoffmengen entfernt wurden.

Im weiteren Ablauf der Gesteinsbildung weist die Ersetzung ganzer Cordierit-schläuche durch Plagioklas erneut Zuführen von Calcium und Natrium aus.

Dies zeigt, daß ausgedehnte Stoffverschiebungen mitgewirkt haben, bis die jetzige Gesteinszusammensetzung erreicht war. Darauf ist sicher auch die Variationsbreite im Mineralbestand der Cordierit-Gneise zurückzuführen. -

Gegenüber dem Nachbargebiet Neunburg v. W./Oberviechtach (BADER 1959) ergeben sich Abweichungen in der Gesteinszusammensetzung, die auf unterschiedliche Stoffverschiebungen zurückgehen können:

Sillimanit fehlt in meine Gneisen als Einschlußmineral. BADER (1959) führt ihn in Cordierit und Plagioklas an. Wenn in den Gesteinen im Westen nie Sillimanit vorgelegen hat, dann würde dies einen Aluminiumunterschuß gegenüber den Gneisen im Osten bedeuten. Eine sekundäre Entfernung von Sillimanit wäre auf drei Wegen denkbar: Sillimanit wurde

1. bei der Cordieritbildung aufgezehrt.
  2. bei der Pinitisierung der Cordierite aufgebraucht.
  3. aus den Plagioklasen durch Diffusion entfernt.
- Eine Entscheidung ist nicht mehr möglich.

Auffallend ist die geringe oder fehlende Kalifeldspatblastese gegenüber dem Nachbargebiet (BADER 1959). Zwei Deutungen können für die niedrigen KF-Gehalte gegeben werden:

1. Der Kalifeldspat wurde durch Verdrängung bzw. Zersetzung entfernt.
2. Es wurde kein oder nur wenig Kalifeldspat gebildet.

1. Für eine Verdrängung kommt nur der jüngere Quarz in Betracht. Er müßte aber dann die übrigen, älteren Gefügegenossen im gleichen Maße angreifen. Dies ist jedoch nicht der Fall. - Auch eine Zersetzung der Kalifeldspäte in großem Umfang entfällt als Deutungsmöglichkeit, da diese Feldspäte nur eine schwache Serizitisierung zeigen.

2. Wahrscheinlich ist das bei der Aufzehrung von Biotit durch Cordierit in Lösung gegangene Kalium weggeführt worden, so daß kein Kalifeldspat wachsen konnte. Vermutlich erfolgte eine Anreicherung in den Cordierit-Fleckenaploiden, die bis zu 50 Vol.% Kalifeldspat enthalten. Die Kalilösungen haben sicher nicht an der Muscovitbildung teilgehabt, da Cordierit und Muscovit in den Gneisen nicht gleichzeitig stabil sind. Nach den bisherigen Beobachtungen entstand Muscovit erst wesentlich später.

BADER (1959) gibt für die Plagioklase in den Cordierit-Plagioklas-Metablastitgneisen im Mittel 27% Anorthit an. Dem steht ein Mittelwert von 20% An in meinem Gebiet gegenüber. Diese starke Entkalkung ist - zusammen mit der vollständigen Pinitisierung der Cordierite und der lebhaften Chloritisierung und Muscovitisierung der Biotite - wohl zu einem großen Teil darauf zurückzuführen, daß die Gneise durch die tektonischen Bewegungen in der Pfahlzone diaphthoritisiert worden sind. -

Die Genese der Cordierit-Plagioklas-Metablastitgneise läßt sich nur in der Zusammenschau der regional gewonnenen Erkenntnisse aufhellen:

Dieser Gneiskomplex liegt heute als anatektisch überprägter Gesteinsverband vergesellschaftet mit Aploiden und Metatekten vor. Von dem Mineralinhalt weisen allein die gerundeten Zirkone auf sedimentäres Ausgangsmaterial hin.

Es wurden Untersuchungen über den chemischen Charakter dieses Sedimentes durchgeführt (BOSSE 1961a, Ms): Danach gehen die Cordierit-Gneise wohl auf Na-reiche Tone bis feinkörnige Grauwacken zurück (vgl. Tab. 2, 3).

Der Zeitraum bis zur Ausbildung von Glimmerschiefern liegt im Dunklen. Von diesem Metamorphosestadium zeugen kataklastisch zerbrochene Almandinkörner. Die mesozonal-metamorphen Gesteine wurden demnach von einer starken Deformation betroffen. Im Gefolge der Kornzertrümmerung wanderten Biotit und Plagioklas auf Rissen in die Granate ein. Sillimanitbildung neben Biotit in der nördlichen Oberpfalz (FORSTER 1957 und BADER 1959) und enge Kleinfältelung der Sillimanitsträhnen (l.c.) läßt auf sehr hohe Drucke während einer alpinotypen Faltung schließen. In unbekanntem Zeitabstand (- die Ereignisse könnten auch verschiedenen Faltungszyklen angehören -) setzt nach dem Höhepunkt einer Faltung eine zunehmende Durchwärmung ein, die sich bis zur Anatexis steigert.

Die Anatexis bedingt eine Um- und Sammelkristallisation. Biotit rekristallisiert. Apatit entsteht in seiner jetzigen Kristalltracht. Cordierit tritt im Höhepunkt der Anatexis und letzten Abschnitt der Faltung auf. Er verdrängt Biotit und Sillimanit (FISCHER 1957, BADER 1959) und schließt Biotitschuppen und Sillimanitkleinfalten ein (WEINSCHENK 1901, DÜSING 1957, BADER 1959). Ein Teil der freigesetzten Mobilisate wird noch mitgefaltet (Metatekte I, ? Cordierit-Fleckenaploide), ein anderer überdauert die Faltung und kristallisiert mit abklingender Durchwärmung (Metatekte II). Kleine Teile von Plagioklas (Verdrängung von Cordierit), Kalifeldspat und Quarz werden posttektonisch als letzte Komponenten kristallisiert.

## 2. Der Plagioklas-Biotit-Diatexit-Gneis ("Perlgnais")

findet sich an der Oberfläche in langgestreckten, linsigen Körpern zwischen Krandsdorf und Richt, die N 125 E streichen. Auf kurze Strecken begleitet er das Auerbachthal südlich Oberauerbach, das hier N 135 E verläuft.

Untertage nimmt er den SW-Teil der Grube Max ein. Die Grenzzone gegen den Cordierit-Gneis streicht N 120 E. Im Querschlag 302 liegt eine tektonische Begrenzung durch eine den Flußpatgängen parallele Störung vor, die N 140 E streicht und 60 SW fällt. Im Querschlag 300 setzen die beiden Gesteine ebenfalls scharf ohne Übergang gegeneinander ab.

Makroskopische Beschreibung: Das Gestein ist in der Grube infolge des hohen Biotitgehaltes sehr dunkel. An der Oberfläche herrschen hellere Typen vor. "s" verläuft einheitlich straff N 120 E, F 80 SW. Gefügebestimmend sind die rundlichen bis länglichen Plagioklase (Durchmesser maximal ca. 5 mm, im Mittel 1 bis 2 mm). Im Querschlag 300 (75 m südwestlich Gang 2) sind vereinzelt hellere Gesteinspartien in ca. 5 m mächtigen Bändern in die dunklen Diatexit-Gneise scheinbar konkordant eingelagert. Danach wurden diese Gesteine makroskopisch beschreibend nach GÜMBEL (1868) in der Diplomarbeit (BOSSE 1959 Ms) auch als Perlgnais bezeichnet.

Bei Altfalter führen die hellen Diatexit-Gneise linsige Einschlüsse von Cordierit-Gneis. Die Grenzflächen sind messerscharf ausgebildet. Die Lagengneise wurden nicht von der lebhaften Plagioklas-Blastese betroffen. Sie haben im Gefüge und im Stoffbestand keine Veränderung erfahren.

Der Mineralbestand setzt sich aus Plagioklas, Biotit, Kalifeldspat, Quarz und den Akzessorien Orthit, Titanit, Zirkon, Apatit und Erz zusammen. Chlorit, Pinit und Calcit entstanden sekundär.

Mikroskopische Bearbeitung: Die unzersetzten, rundlichen bis brettförmigtafeligen Plagioklase setzen gegenüber Biotit stets ihre Eigengestalt durch. Plagioklase untereinander weisen meist xenomorphe Begrenzungsflächen auf.

Mit der Zonenmethode von RITTMANN (1929) wurde der Anorthit-Gehalt von 59 Plagioklasen bestimmt:

| An-Gehalt<br>Vol.% | 11-15 | 16-20 | 21-25 | 25-30 | 31-35 | Summe |
|--------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Anzahl             | 1     | 4     | 27    | 24    | 3     | 59    |
| Häufig-<br>keit    | 1,7%  | 6,8%  | 45,7% | 40,7% | 5,1%  | 100%  |

Ein breites Maximum zwischen 21 und 30% An schließt 85% der Einzelwerte ein. Das Mittel liegt bei 25% An.

BADER (1959) gibt aus dem Bereich Neunburg v. W./Oberviechtach durchschnittlich 33% Anorthit an. Bei den Cordierit-Gneisen beider Gebiete wurde oben (S. 9) bereits die gleiche Abweichung (20% bzw. 27%) festgestellt und durch Diaphthorese in der Pfahlzone gedeutet. Diese Erklärung trifft für die Diatexit-Gneise nicht zu, da die Plagioklase hier völlig frisch sind. Es könnte sein, daß die Unterschiede im An-Gehalt der genannten Gneise im Westen und Osten während der Metamorphose der Cordierit-Gneise entstanden sind und von den jüngeren (vgl. Stoffhaushalt S. 17) Diatexit-Gneisen übernommen wurden.

Allen Plagioklasen fehlt ein schalenförmiger Zonarbau mit verschiedenem An-Gehalt. Die Einzelindividuen zeigen vom Kern bis zum Rand einheitliche chemische Zusammensetzung.

Die Bestimmung des Achsenwinkels  $2V_X$  ergab für 10 Plagioklase folgende Werte: 74, 82, 84, 84, 84, 85, 86, 86, 88,  $96 \pm 1^\circ$ . Der Mittelwert liegt bei  $85 \pm 1^\circ$ .

Nach BOWEN und TUTTLE (1950, b, Fig. 4) entsprechen Na-reiche Individuen mit  $2V_X = 80-100^\circ$  tieftemperaturierten Plagioklasen. Der Einzelkristall mit  $2V_X = 74^\circ$  steht bereits der Hochtemperaturmodifikation nahe. Die Mehrzahl der übrigen gemessenen Achsenwinkel macht jedoch wahrscheinlich, daß es sich bei  $2V_X = 74^\circ$  um einen Extremwert der Schwankungsbreite handelt.

Der durchschnittliche An-Gehalt 25% und der mittlere Achsenwinkel  $2V_X = 85^\circ$  weisen somit die Plagioklase der Diatexit-Gneise als Tieftemperaturformen aus. -

Unverzwillingte Kristalle sind nur selten anzutreffen. 93,4% aller Plagioklase sind verzwillingt.

| Gesetz          | ohne | Ab  | Pe/Ak1 | Summe | Kb | Ab/Kb | Summe |
|-----------------|------|-----|--------|-------|----|-------|-------|
| Anzahl          | 7    | 81  | 6      | 87    | 7  | 11    | 18    |
| Häufig-<br>keit | (6%) | 73% | 5%     | 78%   | 6% | 10%   | 16%   |

Ab-Pe/Ak1 : Kb-Ab/Kb = 4, 8 : 1  
 verzwilligte Pg : unverzwilligte Pg = 15 : 1

Die Diatexit-Gneise sind nach der Kombination der Plagioklas-Zwillingsgesetze zwischen die Plutonite und Metamorphite einzuordnen und durch einen deutlichen "magmatischen" Einschlag ausgezeichnet:

Es ist möglich, daß eine Plagioklas-Hochtemperaturform vorgelegen hat. Dabei ist zu vermuten, daß die Verzwilligung verschieden sei, je nach dem, ob die Plagioklase über oder unter der Umwandlungstemperatur entstanden sind (BOWEN und TUTTLE, 1950, b). Nach TURNER (1951) sollte eine Kristallisation von Plagioklasen aus flüssiger Phase immer über der Umwandlungstemperatur stattfinden, dagegen blastische Kristallisation stets darunter. Demnach ist aus dem Auftreten und der Häufigkeit bestimmter Zwillingsgesetze eine Aussage über die Bildungsbedingungen des Gesteins möglich.

Nach GORAI (1951) ist die Häufigkeit der "A-twins" (Albit-, Periklin-, Aklin-Gesetze) von der mittleren Korngröße in jedem Gestein abhängig. Das Auftreten von "C-twins" (alle übrigen Gesetze) scheint nach seiner Ansicht einen Zusammenhang mit der Plagioklaskristallisation aus einer schmelzflüssigen Phase aufzuweisen. Das Verhältnis A-twins: C-twins gab er für Plutonite mit 2 : 1, für Metamorphite mit 75 : 1 an.

C-twins treten in den Diatexit-Gneisen häufiger auf, als von GORAI (1951) und TURNER (1951) für metamorphe Gesteine angegeben wurden (Nach den genannten Autoren fehlen Komplexzwillinge in Metamorphiten ganz). Unter Anlehnung an GORAI (1951) nehme ich an, daß die Plagioklas-C-twins Kristalle sind, die einmal vollständig aufgelöst waren. Aus der Größe idiomorpher Karlsbader Zwillinge muß man schließen, daß die Lösungsflächen mindestens eine Ausdehnung von ca. 0,5 mm x 1 mm besessen haben müssen. Der neuentstehende Kristall hatte die Möglichkeit, A-twins und C-twins auszubilden. Nach GORAI (1951) steuerte der relative Ca-Reichtum der Plagioklase das zahlreiche Auftreten von C-twins.

Die Plagioklas-Zwillingsstatistik zeigt eine teilweise flüssige Phase während der Plagioklas-Kristallisation an. -

Sichere Druckverzwilligung ist nur selten nachweisbar. Hin und wieder kommen kataklastische Zerbrechungen und grobmechanische Verbiegungen - maxi-

mal  $35^\circ$  - vor. Im letzten Fall ist im Beanspruchungsfeld eine verstärkte polysynthetische Verzwillingung nach dem Albit-Gesetz beiderseits der Scherflächen zu beobachten. Im unbeanspruchten Teil des Kristalls setzen die dünnen Albitlamellen plötzlich ab. Die Durchschnittszahl und -breite der Lamellen gleicht hier wieder der anderer unverletzter Plagioklase.

Biotit und Apatit sind als Einschlüsse im Plagioklas regelmäßig anzutreffen. Antiperthit-Täfelchen sind stellenweise sehr zahlreich. Zirkon wurde von Plagioklas nur selten umwachsen.

Die frischen Biotite formen entweder ein netzartiges Gewebe um die Plagioklase, oder sie durchziehen in Schlieren das Gestein. Die verdrängenden Plagioklas-Körner schaffen tiefe, konkave Buchten in den großen, langgestreckten Scheitern. Kleine Biotite finden sich eng zusammengedrängt zwischen den Wachstumsflächen der Plagioklaskristalle und spießen vielfach in den äußersten Saum der Feldspäte ein.

Zirkon und Apatit treten ungeregelt und orientiert im Biotit auf. Kugelige Hellglimmerfilze (Pinit) sind selten im Biotit anzutreffen. Er wird von Orthit, den Feldspäten und von Quarz umwachsen.

Die Bindung der Antiperthite an die Zwillingslamellen der Plagioklase spricht dafür, daß Kalifeldspat erst nach der Zwillingsbildung durch Verdrängung entstanden ist.

REIN (1952) und NICKEL (1953) zeigten, daß am Anfang der Geschichte der Kalifeldspatblasten verdrängungsorientierte antiperthitische Kalifeldspatflecken an vorhandenen Plagioklas-Individuen stehen.

Ebenso weist das Kalifeldspat-Korngefüge - auf Intergranularen, als Zwickelfüllungen und Verheilung zerbrochener Plagioklase - auf eine Kalifeldspatbildung nach Abschluß der Plagioklas-Kristallisation, wahrscheinlich erst nach einem längeren Zeitraum der Hebung, hin. Darauf läßt auch die Perthit-Armut schließen. Sie weist die Kalifeldspäte als Tieftemperaturformen aus, die noch unterhalb der Temperaturen der Pegmatite entstanden sind.

Für den Achsenwinkel der xenomorphen Kalifeldspäte wurden folgende Werte bestimmt:  $2V_X = 78, 80, 80, 84, 84, 88 \pm 1^\circ$ ; Mittelwert:  $2V_X = \text{ca. } 82^\circ \pm 1^\circ$ .

Bei der Besprechung der Kalifeldspatoptik der Cordierit-Gneise (S. 6) ist bereits diskutiert worden, daß eine Auswertung für den Mineralchemismus nach TUTTLE (1952) zu keinen glaubhaften Ergebnissen führt.

A. KÖHLERS Angaben (1950) - "der Achsenwinkel nimmt mit abnehmender Bildungstemperatur zu. Gerade Na-arme Mikrokline zeigen die höchsten Werte von  $2V_X$ " - dürften eher den Gneisen gerecht werden.

Ein Vergleich der KF-Achsenwinkel der bisher behandelten Gneise ergibt für die Kalifeldspäte der Diatexit-Gneise eine "mikroklinal" Optik, während die Kristalle der Cordierit-Gneise eine "orthoklasale" Optik aufweisen.

Nach BETECHTIN (1957) und JUNG (1954) ist "Orthoklas" in höher temperierten Eruptivgesteinen relativ neben "Mikroklin" angereichert. Bei zunehmend tiefer temperierten Orthogesteinen nimmt das Übergewicht des "Mikroklins" immer mehr zu.

Sehr wahrscheinlich fand die Kalifeldspat-Kristallisation der Diatexit-Gneise bei deutlich tieferen Temperaturen statt als in den Cordierit-Gneisen und als die Kristallisation des übrigen primären Mineralbestandes der Diatexit-Gneise.

Die Quarzkristallisation überdauerte die Feldspatabscheidung: Quarz findet sich zwischen den übrigen Mineralkörnern als Hochquarz und in Zwickeln; er bildet Durchbrüche einheitlicher optischer Orientierung in Plagioklas und Kalifeldspat. Die Quarzkörner zeigen immer gerade Auslöschung und führen Biotite und Feldspäte, daneben Zirkon, Apatit und Pennin als Einschlüsse.

Idiomorphe Orthite sind ein typischer Nebenbestandteil in den Diatexit-Gneisen.

$2V_X = 73^\circ$  (Kern),  $82^\circ$  (Schale);  $x : c = 24^\circ$  (Schale)

x = blaß hellbraun

y = rotbraun

z = hellbraun mit Stich Oliv

Der meist isotropisierte Kern ist von einem dünnchaligen Zonarbau umgeben. Unterschiede in der Doppelbrechung sind in der Kristallhülle nicht mehr zu erkennen. Orthit erreicht mit 1,1 mm Länge parallel kristallographisch b als einziger Akzessor die Korngrößen der Hauptgemengteile. Gegen dichte Biotitfilze setzt er seine Eigengestalt durch und dringt zum Teil noch in kleinen Auswüchsen in die Glimmer ein. Vermutlich liegt ein einfacher Platztausch vor. Angrenzender Plagioklas und auch Quarz unterbrechen durch konvexe Korngrenzen die idiomorphen Kristallflächen der Orthite. Es hat den Anschein, daß Orthitsubstanz durch diese Mineralien ersetzt wurde. Zugerundete Biotitblätter, dicke Apatitleisten und kleine Zirkone werden von Orthit umschlossen. Sehr oft sind Apatitsäulen, hin und wieder auch langgestreckte Titanite an seine Kristallflächen angelegt. Die großen Orthite sind in der Regel zerbrochen, die einzelnen Teile dann gegeneinander versetzt.

Orthit ist in den Perlgneisen BADERS (1959) nicht erwähnt und fehlt in allen Cordierit-Gneisen.

Im Schwarzwald dient er als Leitmineral der Anatexis I und wird von den Bearbeitern des Gebietes (u.a. REIN 1952) als primär "magmatisches" Mineral gedeutet. In meinem Arbeitsgebiet ist eine Entscheidung nicht möglich.

Zirkon tritt in gerundeten, xenomorphen und idiomorphen Körnern auf. Die idiomorphen Zirkone sind durch (110) und (111) begrenzt. Bipyramidale Prismen und Doppelpyramiden auf demselben Prisma sind selten. Bei den nebeneinanderliegenden Pyramiden auf demselben Prisma handelt es sich vermutlich um zwei aneinandergelagerte und verwachsene Einzelkörner. Es war jedoch nie eine Verwachsungsnaht zu erkennen.

Xenomorphe Zirkone, die von aufgesetzten Pyramidenflächen facettenartig umgeben werden, weisen auf eine Sammel- bzw. Neukristallisation hin (POLDER-VAART und ECKELMANN 1955, HOPPE 1957). Diese Pyramiden sind verschieden groß und gehen stets ohne Prismenflächen in das umhüllte Korn über. Die Zacken besitzen etwa gleiche Licht- und Doppelbrechung sowie gleiche optische Orientierung wie der primäre Kristall. Die Pyramidenflächen scheinen demnach zuerst zu kristallisieren (wie bei Sedimentzirkonen; u.a. VALETON 1955), während die Prismenflächen erst in relativ höherem p-T-Bereich ausgebildet werden.

Durchgehende, scharfe, enge Zwillingslamellen parallel einer Pyramidenfläche deuten wohl Gittertranslationen an. Die großen Kristalle sind oft zerbrochen. Biotit, Plagioklas, Apatit und Orthit führen Zirkon jeder Gestalt als Einschluß.

Es wurden statistische Untersuchungen über den Habitus und die Verteilung der Zirkone in den primären Mineralien durchgeführt (BOSSE, 1961, b, Ms). Dabei wurden folgende Ergebnisse gewonnen:

1. Je ein Drittel aller Zirkone sind idiomorph oder gerundet, der Rest unbestimmt.
2. Idiomorphe und gerundete Zirkone treten in allen Wirtsmaterialien zu gleichen Teilen auf.
3. Die längsten idiomorphen Zirkone erreichen ein Verhältnis Länge/Breite von 8:1, der Durchschnitt liegt bei 3:1.
4. Die Zirkonintensität nimmt vom Apatit über Biotit, Plagioklas zum Quarz pro 1 mm<sup>2</sup> Wirtsmaterial kontinuierlich ab.
5. Die Zirkone sind im Apatit 20 mal mehr angereichert als ihrer angenommenen homogenen Verteilung entsprechen würde.

Daraus folgt, daß nicht nur Plagioklas (Zwillingsstatistik), sondern der gesamte primäre Mineralbestand einschließlich Zirkon teilweise in flüssiger Phase vorgelegen hat.

Apatit kommt meist in Form gut ausgebildeter Kristalle vor. (10 $\bar{1}$ 0) ist immer vertreten. Das Pinakoid ist selten. (10 $\bar{1}$ 1) konnte nicht beobachtet werden. Der Habitus schwankt von gedrunken-kurzprismatisch bis langnadelig. Besonders die relativ kleinen Einschlußapatite zeigen eine idiomorphe Ausbildung. Gerundete Kornformen sind auf die großen Apatite beschränkt. Das Vielfache an Volumen der dicksäuligen Körner verdeckt die Idiomorphie der großen Apatite. In den Schnitten senkrecht kristallographisch c zeigen die mittelgroßen und kleinen Apatit-Prismen öfters einen runden, zentralen Hohikanal, in den angrenzendes- oder Wirts-Mineral (Biotit oder Plagioklas) parallel kristallographisch c des Apatits eingewachsen ist. Der Apatit findet sich auf Korngrenzen und wird von Biotit, Plagioklas, Quarz und Orthit umwachsen.

Das Ende der Apatit-Kristallisation ist durch eine kataklastische Durchbewegung markiert, von der Plagioklas und eingeschlossene Apatite zerbrochen wurden. Das beweist, daß der plastische Zustand des Materials durch eine vollkristalline Mineralgesellschaft ersetzt worden war, die auf Beanspruchung spröde reagierte. Das Temperaturniveau muß noch hoch genug gewesen sein, um eine Kristallisation der Plagioklase zu erlauben. Nur die Bruchstellen mehrerer Apatite zeichnen noch die ehemalige Scherfläche nach.

Nadelapatite, die von einem Quarzkorn in ein anderes übertreten und gleichsinnig geschleppt sind, bilden postkristalline, korngrenzenparallele Scherbewegungen ab.

Es wurden statistische Untersuchungen über die Verteilung und den Habitus der Apatite durchgeführt (BOSSE, 1961, b, Ms). Ergebnisse:

1. Es läßt sich eine schwache Anreicherung von Apatit in Biotit nachweisen.
2. Die Apatitkorngrößen ändern sich kontinuierlich von den Korngrenzenapatiten über die Apatite im Biotit zu den Apatiten im Plagioklas.
3. Auf den Korngrenzen herrschen durchweg sehr dicke, immer relativ gleich kurze Formen vor. Die Apatite im Plagioklas sind dünn und langnadelig. Der Habitus der Apatite im Biotit vermittelt den Übergang.
4. Die einzelnen Häufigkeitsfelder der Apatit-Korngrößen überschneiden sich und bilden einen allmählichen Wechsel des Habitus der Apatite ab.

Die Gründe für diese Habitusänderung sind zur Zeit noch nicht geklärt.

Titanit findet sich in langgestreckten, zerbrochenen Spindeln zwischen den Spaltrissen der Biotite und ist dann von einem schmalen, pleochroitischen Hof umsäumt. Leistenförmige Kristalle liegen - zum Teil zahlreich - parallel den Wachstumsflächen von Orthit an der Grenze gegen Biotitaggregate. Die Titanite schirmen hier deutlich den breiten, pleochroitischen Hof des Orthits gegen Biotit ab. Sie sind somit älter als die Hofbildung. Vielleicht wuchsen sie gleichzeitig mit

den Orthitkristallen, möglicherweise sind sie auch bald nach dem Zusammenlagern von Biotit und Orthit entstanden.

Chlorit greift die Biotite geringfügig von den Rändern her an und belegt die Scherbahnen, die Orthit, Apatit, Plagioklas und Kalifeldspat durchsetzen und abknicken. Chloriteinschlüsse im Plagioklas sind wohl durch diffusive Zersetzung von Biotit an Ort und Stelle zu erklären. Selten wandert Chlorit entlang Zwillingslamellen in den Plagioklas ein. - Der Cordierit wurde in den Diatexitgneisen durch gerichteten Druck instabil. Die Hellyverglimmerung (Pinit) ist wohl erst sekundär in den wenigen Relikten entstanden, entweder im Gefolge hydrothermalen Lösungsumsetzungen von den Flußspatgängen aus oder durch Verwitterungseinflüsse. Seltener Calcit heilt Risse in den Plagioklasen aus.

Der Stoffbestand der Diatexit-Gneise ist sehr heterogen (Tab. 4). Die modale Gesteinszusammensetzung zeigen fünf optische Analysen. Man erkennt zwei verschiedene Typen:

1. Diatexit-Gneise mit mehr als 50% Plagioklas und Biotitführung von rund 25% (Probe Nr. 8, 10, 11).
2. Gneise mit weniger als 40% Plagioklas und einem Biotitgehalt um 50% pendelnd (Probe Nr. 7, 9).

Im Gelände lassen sich fließende Übergänge beobachten. Insgesamt überwiegen die Plagioklas-reicheren Diatexit-Gneise. Die angegebenen Mittelwerte sind als vorläufige Zusammenstellung zu betrachten. Sie können sich bei weiteren Untersuchungen noch verschieben.

Charakteristisch ist ganz allgemein, daß die Quarzgehalte niedrig sind. Die Höchstwerte von Quarz liegen bei rund  $\frac{1}{6}$  der Gesamtmasse, gegenüber  $\frac{1}{3}$  bei den Cordierit-Gneisen. Proben mit niedrigen Biotitgehalten scheinen im Durchschnitt mehr Erz zu enthalten, während Biotitanreicherungen mit tiefen Kalifeldspatwerten verbunden scheinen. Zirkon und Apatit erreichen Höchstwerte bei 0,5 bzw. 2,2 Vol. %. -

Die Deutung der Ergebnisse behandelt den Stoffhaushalt, die Einschlußregelung und die Genese der Plagioklas-Biotit-Diatexit-Gneise.

Stoffhaushalt: Die Diatexit-Gneiszüge durchschneiden scharf diskordant mit jüngerem Gefüge den Faltenbau der übrigen Gneise und erweisen sich damit als ehemalige Bewegungszonen. Die Cordierit-Gneise - das fast ausschließlich Nebengestein - nehmen im Arbeitsgebiet den größten Raum ein. Sie kommen deshalb in erster Linie als Ausgangsmaterial der Diatexit-Gneise in Betracht.

Darüber wurden Untersuchungen angestellt (BOSSE, 1961, a, Ms). Der Vergleich des errechneten, mittleren Gesteinschemismus der Cordierit-Gneise und

der Diatexit-Gneise erbrachte im Einzelnen folgende Überlegungen und Ergebnisse:

In den Diatexit-Gneisen ist der  $\text{SiO}_2$ -Anteil deutlich reduziert; alle anderen Haupt-Metalloxyde sind schwach angehoben; bei den Nebengemengteilen - vor allem  $\text{P}_2\text{O}_5$  - ist eine starke Anreicherung zu verzeichnen.

Der Cordierit-Gneis läßt sich sicher nicht durch Subtraktion von  $\text{SiO}_2$  in den Diatexit-Gneis überführen, denn dann müßten sich die Mafite im gleichen Ausmaß erhöht haben wie die Plagioklase. Es ist durchaus möglich, daß auch die übrigen Hauptgemengteile teilweise entfernt wurden, während die Akzessorien eine gewisse Anreicherung erfuhren.

Das geologische Auftreten der Diatexit-Gneise, der Habitus und die Verteilung von Zirkon verbieten eine primär sedimentäre Herleitung dieser Schwermineralanreicherungen. Sie müssen während der Metamorphose erfolgt sein.

Eine alleinige Erklärung der hohen Zirkongehalte als Rückstandsbildungen erscheint darum schwierig, weil die dafür nötigen hohen Verluste an allen übrigen Komponenten sich im Kartierungsgebiet nicht als Abscheidungen nachweisen lassen und die Akzessorien unterschiedlich stark angereichert sind.

Wahrscheinlich haben Zufuhren und Abwanderungen bei der Diatexit-Gneisbildung gemeinsam gewirkt. Wenn man jene Lösung für richtig hält, die Fe als unveränderten Maßstab benutzt, dann wären geringe Mengen  $\text{ZrO}_2$  und ein etwas größerer Anteil  $\text{P}_2\text{O}_5$  zugewandert, alle übrigen Metalloxyde abgeführt.

Einschlußregelung (Tab. 6): Die Einschlußmineralien Zirkon, Apatit und Biotit sind im Mittel zu ca. 50% parallel den größten Wachstumsflächen der Wirtsm Mineralien geregelt. Die statistische Einschlußregelung beweist erneut (Plagioklas-Zwillingsstatistik, Zirkonstatistik) eine flüssige Phase im Gefüge der Diatexit-Gneise während der Biotit- und Plagioklas-Kristallisation. Die Lösungsbahnen müssen mindestens einen Durchmesser von 0,2 mm besessen haben, so daß die größten orientiert eingeschlossenen Apatite frei beweglich waren und in der Flüssigkeit rotieren konnten.

Die Erklärung der Einschlußregelung durch DRESCHER-KADEN (1948) - Umwachsung eines gitterfremd orientierten Kristalls in beliebiger Lage; Rotation des Einschlusses in einer Porenflüssigkeit in eine gitterorientierte Lage - ist bei 0,2 mm langen und 0,007 mm breiten Apatitnadeln im Plagioklas nur schwer vorstellbar.

Für das Zustandekommen zonarer Einschlußringe, zum Beispiel in Granit-Plagioklasen, wird auch die Möglichkeit einer Einschlußregelung durch Wachstumsauslese bzw. wirtsgitterorientierte Umkristallisation in festem Medium

angeführt. Die Häufigkeit solcher passender Einschlüsse zum Beispiel in zonaren Ringen im Kalifeldspat spricht gegen die Auffassung als "Restregelung". Auch Auflösung plus unmittelbar anschließende gitterorientierte Keimbildung ist schwer verständlich, da Keimbildung bei Silikaten vom Feldspattyp ein sehr langsamer Vorgang ist.

Aus den Ergebnissen und der Deutung ergibt sich die Genese der Diatexit-Gneise wie folgt:

Auf dem Höhepunkt der Regionalmetamorphose lagen anatektische Cordierit-Gneise und präanatektische quarzitische Gneise in räumlichem Verband nebeneinander vor. Mit beginnender Heraushebung und absinkenden Temperaturen wurde der Gneisschild an NW-SE verlaufenden Fugen zerlegt. Diese Bewegungszonen waren mehrere 100 m mächtig und reichten bis in sehr große Tiefen. Innerhalb der Störungszüge wurde das ältere Gefüge zerstört und der vorgegebene Mineralbestand umgeprägt. In diesen Bewegungszonen nehme ich für die Diatexit-Gneisbildung eine Tiefe von 5-10 km an. Da die Cordierit-Gneise räumlich die größte Verbreitung besitzen, sind sie das fast ausschließliche Ausgangsmaterial der Diatexit-Gneise. Die quarzitischen Varietäten treten weit zurück, sind jedoch bei den Bewegungen ebenfalls erfaßt worden.

Bei den Bewegungen entstand Reibungswärme, die möglicherweise zur Lösung der Mineralphasen entlang Scherflächen genügt hat. Durchgasungswärme aus einem Schmelzkörper an den Wurzeln der Störungszonen ist jedoch nicht völlig ausgeschlossen (Orthitzufuhr?).

Der Mineralbestand war nicht vollständig in flüssige Phase überführt. Die Lösungen waren auf netzartig verzweigte Schmelzbahnen beschränkt. Auf ihnen kristallisierte gleichzeitig der gesamte Mineralbestand von Zirkon, Apatit über Biotit, Plagioklas bis Quarz um. In den Porenschmelzen bildete Zirkon idiomorphe Kristalle durch Neukristallisation aus zugeführter Substanz und durch Sammelkristallisation aus vorgegebenen runden Zirkonen. Die übrigen Zirkone waren von anderen Mineralien umschlossen und den Umsetzungen entzogen, so daß sedimentäre Kornformen erhalten bleiben konnten. Die auch noch später fortdauernde Umkristallisation der Biotite, Plagioklase etc. brachte es mit sich, daß heute verschiedenartige Zirkonkörner im gleichen Wirt enthalten sind.

Entlang den Scherflächen mögen Abscherungen einzelner Gesteinslagen eine bevorzugte Entfernung heller Gemengteile bewirkt und so die Ausbildung von Biotitaggregaten ermöglicht haben.

Insgesamt besteht der Eindruck, daß ein Massenverlust an Kieselsäure und anderen Hauptgemengteilen eingetreten ist. Die Abwanderung von gelöstem Albit mag die Erhöhung des An-Gehaltes im Gestein verursacht haben. Die

Temperatursteigerung hat lange genug bestanden, um durch diffusiven Platztausch die Kristallgitter zu homogenisieren. Die Entfernung flüssiger Substanz und die Zuwanderung von Akzessorien mögen die Anreicherung und eine gegenseitige Annäherung von Zirkonen und Apatiten bewirkt haben.

Die Lösungsbahnen hatten mindestens 1 mm Durchmesser, so daß Zirkon, Apatit und Biotit vor der Umschließung durch ein Mineral größerer Wachstumsgeschwindigkeit (mechanisch) meist in die wirtsgitterorientierte Lage rotiert werden konnten.

Die Umlagerung der Mineralphasen erfolgte im Höchstfall bei 650°C und 3000 atm in ca. 5-10 km Tiefe (BARTH, CORRENS, ESKOLA; 1960, Abb. 4).

Bewegungsvorgänge und Kristallisation waren in großen Tiefen bereits abgeschlossen. Die Diatexit-Gneise gelangten durch epirogenetische Hebung zusammen mit den umgebenden Cordierit-Gneisen und quarzitischen Gneisen in ihr heutiges Niveau. Auf diesem Wege wurden sie bei Temperaturen unterhalb der Pegmatitbildung zweimal ganz geringfügig kataklastisch zerbrochen. Kalifeldspat und Quarz heilten nacheinander die Risse aus und drangen jeweils metasomatisch verdrängend in das Gneisgefüge ein.

Diskordante, spätvaristische Granitgänge markieren das Mindestalter für die Entstehung der Diatexit-Gneiszüge.

### 3. Die Plagioklas-Biotit-Hornblende-Gneise

treten nur sehr selten auf. An der Oberfläche finden sich nördlich der Höhe P 504 m bei Altfallter und im Südosten der Grube Max stark durchgeschieferte Lesesteine, die durch ihre bronzefarbene Verwitterungshaut auffallen.

In der Grube Max treten sie in verstreuten Vorkommen vorwiegend im Diatexit-Gneis, untergeordnet im Cordierit-Gneis auf. Ihre Verbindungslinie streicht N 120 - 140 E. In diese Richtung fügen sich die Hornblende-Gneis-Lesesteine südöstlich der Grube Max gut ein.

Die Hornblende-Gneis-Körper werden bis 6 m mächtig. Sie waren immer nur an einer Stosswand anzutreffen. Die genaue Grenze zum Diatexit-Gneis konnte nicht festgestellt werden.

Im Handstück zeigt der Hornblende-Gneis stets ein charakteristisches Intersertalgefüge balkenartig verschränkter Biotite. Es bedingt die hohe Zähigkeit des Gesteins. Die Lücken zwischen den Biotiten werden von einer feinerkörnigen, grünlichen Grundmasse ausgefüllt, die zum größeren Teil aus Hornblende, ferner aus Plagioklas und nur untergeordnet aus Quarz besteht. Das Gestein ist fast immer feinkörnig entwickelt, nur im Querschlag 302 (südwestlich Gang 2, 52 m) findet es sich in grobkörniger Ausbildung.

Der vollständige Mineralbestand setzt sich aus Biotit, Hornblende, Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Zirkon, Apatit, Orthit, opakem Erz, Titanit, Muscovit, Pinit und Chlorit zusammen.

Die Biotit-Spaltflächen belegen einen Gürtel um B, das N 45 bis 50 E streicht und 20 bis 70° nach NE taucht. Die Plagioklase sind mit  $\alpha'$  N 35 E geregelt. Die Hornblenden fügen sich mit kristallographisch c in die gleiche Richtung ein. Von Scherflächenbündeln durchsiebte Gesteinspartien sind mit Kalifeldspat und Quarz verheilt. Der Flußspatparagenese gehören Quarzgängchen (N 70 E, F. 90) und Calcit-belegte Kluftflächen (N 50 E, F. 90) an. Mylonitbahnen durchziehen das Gestein mit N 120 E, F. 75-90 SW.

Mikroskopische Bearbeitung: Der stark pleochroitische Biotit liegt als Meropen vor:

$2V_x$  : Mittel = 0-30°

Extrem = 0-70°

x = 1,572 hellbraun

y = 1,612 dunkel rötlich braun

z = 1,613 dunkel rötlich braun

$\Delta = n_z - n_x = 0,041$

Die Biotite sind verfaltet und zerknittert, so daß sie meist undulös auslöschen. Gestauchte Biotitblätter legen sich um idiomorphe Apatitkörner und geben für die Biotitdeformation ein postapatitisches Alter an. Häufig durchgreifen mit Erz gefüllte Scherbahnen die Biotite. Chloritisierung bewirkte Sagenitausscheidung und kräftige Erzanreicherung auf den Biotit-Spaltflächen.

Der Biotit ist jünger als eine erste Hornblendegeneration. Er dringt von Intergranularen gegen diese Hornblende vor, befällt sie schwammartig in Form idiomorpher Schuppen und wächst in die verbogene Hornblende I entlang den Scherbahnen ein.

In Hornblende-II-reichen Gneispartien ist Biotit stets mit konkaven Grenzflächen auf die Zwickel zwischen diesen Amphibolen beschränkt. Zum Teil sind die Biotite siebartig von Hornblende II durchsetzt. Danach scheint in bestimmten Gesteinspartien eine Verdrängung von Glimmer durch Hornblende II besonders stark gewirkt zu haben.

Deutlich kleinere Korngrößen der Internbiotite im Quarz I (im Vergleich zum externen Biotitgewebe) mit meist konkaver Begrenzung weisen darauf hin, daß Biotitsubstanz vor der Umwachsung durch Kieselsäure ersetzt worden ist. Da der Quarzanteil im Gestein nur sehr gering ist, könnte lediglich ein einfacher Platztausch stattgefunden haben.

Als Einschlüsse treten Zirkon, Apatit, Hornblende II und selten Hellglimmer-Pseudomorphosen nach Cordierit auf. 24% aller Biotite führen Einschlüsse, 76% sind einschlüsselfrei. Die Korngrößen der Biotite mit und ohne Einschlüsse sind gleich. Um Zirkon und Apatit sowie gegen Orthit bilden sich pleochroitische Höfe aus.

Die gemeine Hornblende tritt in zwei Generationen auf. Eine ältere, deformierte Hornblende formt große Individuen, die meist lappig begrenzt sind. Kleinere Körner der 1. Generation sind hin und wieder idiomorph ausgebildet. Die jüngere Hornblende II ist nicht deformiert und zeigt stets kleine Körner mit geraden Korngrenzen. Die Hornblende I dominiert meistens, Hornblende II erreicht höchstens  $\frac{1}{3}$  des Gesamt-Hornblendegehaltes, in der Regel weniger. Beide Generationen sind optisch negativ.

Hornblende I :

$$2V_X = 78, 79, 80, 80, 80, 80, 80, 80, 82, 83, 84, 84, 84, 84, 84, 84, 84 \pm 1^\circ$$

$$\text{Mittel : } 81^\circ \pm 1^\circ$$

x = hellgrün-blaßhellgrün-farblos

y = braungrün-hellgrün-farblos

z = braungrün-hellgrün-farblos

$$x = 1,640 \text{ farblos}$$

$$y = 1,652 \text{ farblos}$$

$$z = 1,657 \text{ farblos}$$

$$\Delta = n_Z - n_X = 0,017$$

$$c/\gamma = 18-24^\circ$$

Hornblende II :

$$2V_X = 87, 5, 88, 88, 88, 88, 88, 88, 5 \pm 1^\circ$$

$$\text{Mittel: } 88 \pm 1^\circ$$

$$x = 1,625 \text{ farblos}$$

$$y = 1,632 \text{ farblos}$$

$$z = 1,640 \text{ farblos}$$

$$\Delta = n_Z - n_X = 0,015$$

$$c/\gamma = 26^\circ$$

Die idiomorphen Hornblende-I-Kristalle sind säulig nach c. (110) ist am häufigsten anzutreffen. (010), (100) und (001) treten dagegen zurück. Weit verbreitet sind Lamellarzwillinge nach (100). Spaltbarkeit nach (110) ist die Regel. Selten ist eine Absonderung nach (001) zu beobachten. Diese tritt stets in Aggregaten auf, die scharf durch Spaltrisse begrenzt sind. Oft durchziehen diese Aggregate treppenförmig übereinandergreifend den Kristall schräg von einer Prismenfläche zur anderen. Da die Absonderung nach (001) auf die beanspruchte Hornblende I beschränkt ist, könnte sie möglicherweise durch Translation entstanden sein. Hornblende I ist zum größten Teil durch Diffusion entfärbt worden. Hier und da finden sich noch braungrüne Relikte, die von einer hellgrünen bis farblosen Hülle umgeben werden. Die optischen Daten der Hornblende I entsprechen einer chemischen Zusammensetzung von 18% ( $\text{Fe}^{\text{II}}$ , Ti, Mn) und 82% Mg (TRÖGER 1956).

Die Hornblende II ist nach ihrer Optik eine reine Mg-Hornblende (TRÖGER 1956). Sie ersetzt die ältere Hornblende meist orientiert mit der kristallographischen c-Richtung senkrecht zur c-Achse der Hornblende I.

Apatit und Orthit ordnen sich als Einschlüsse unter. Pleochroitische Höfe um ovale Titanite, um Zirkon, Apatit und Orthit sind verbreitet. 8% aller Hornblenden besitzen einen oder mehrere Einschlüsse, 92% sind ohne Einschlüsse. Die Korngrößenverteilung der Hornblenden mit und ohne Einschlüsse ist gleich.

Eine weitere Hornblendegeneration stellen die Hornblendenadeln dar, die in Aggregaten als Hornblende-Asbest die Hornblende I umwandeln. Die Nadeln sind sicher jünger als der Plagioklas, da Hornblende-I-Einschlüsse im Plagioklas nicht nadelig ausgebildet sind. Nur dort, wo Quarz-gefüllte Scherisse Plagioklas durchsetzen und Hornblende berühren, trifft man sie an der Grenze gegen Hornblende an. Die Nadelbildung steht also im Zusammenhang mit  $\text{SiO}_2$ -reichen Lösungen, die die Scherisse nach der Kataklyse des Gesteins wieder verheilen. Dieser Vorgang ist nach der Haupt-Quarz-Kristallisation abgelaufen. Da die Hornblende-II-Kristalle unbeanspruchte sind, könnten die Hornblendenadeln älter sein als die Hornblende II. Hornblende-Asbest ist besonders in den stark durchbewegten Hornblende-Gneisen verbreitet.

Plagioklas ist in Einzelkristallen parallel der c-Achse gestreckt. Ihre Ränder verzahnen sich mit Hornblenden und Biotiten und erreichen dadurch nur einen geringen Grad an Idiomorphie. Vielfach sammeln sich die Plagioklase in Stöcken, in denen die Einzelindividuen zum Teil nach komplexen Gesetzen zueinander in Zwillingsstellung stehen.

| Gesetz          | Ab  | Pe | Sa. | Kb     | Ab/Kb | Ala A | Ala B | Ab/Ala B | Sa. |
|-----------------|-----|----|-----|--------|-------|-------|-------|----------|-----|
| Zahl            | 70  | 9  | 79  | 25     | 17    | 9     | 1     | 4        | 56  |
| Häufig-<br>keit | 52% | 7% | 59% | 18, 3% | 12%   | 7%    | 0, 7% | 3%       | 41% |

A-twins : C-twins = 3 : 2

verzwillingte Plagioklase : unverzwillingte Plagioklase = 5 : 1 (82, 4% : 17, 6%)

Nach GORAI (1951) besteht in "vulkanischen und verwandten" Gesteinen eine Kombination der Zwillingsgesetze im Plagioklas von A-twins zu C-twins = ca. 7, 2 : 6. Der Autor hat dabei in die vulkanischen Gesteine die hypabyssischen Gesteine (Quarzporphyre, Porphyrite, Diabase, Gabbrogesteine) einbezogen. Für Plutonite (Batholite in Stöcken von Gabbros bis zu Graniten) gibt der Autor ein Verhältnis A-twins zu C-twins = 2 : 1 an und betont, daß die Grundzüge der Plagioklas-Verzwillingung der meisten plutonischen Gesteine denen vulkanischer Gesteine sehr ähnlich sind.

Die Zwillingshäufigkeit in Plagioklasen der Hornblende-Gneise steht wohl der Plagioklas-Zwillingungsvergesellschaftung in Vulkaniten etwas näher als der Zwillingkombination der Plutonite.

Die Plagioklase besitzen meist eine fleckige Auslöschung, die durch unterschiedlichen Chemismus bedingt ist. Die Anorthit-reichen Teile sind unregelmäßig-lappige Inseln. Sie liegen immer in der Kristallmitte und besitzen einen schmalen, huschenden Übergang zu den Anorthit-ärmeren, randnahen Partien, die wohl diffusiv entkalkt wurden. Die Extremwerte an einem Plagioklas unterscheiden sich bis zu 20%:

|     | Hülle | Mitte  |
|-----|-------|--------|
| I   | 26    | 45     |
| II  | 35    | 57     |
| III | 42    | 62% An |

Den größten Anteil nehmen intermediäre bis saure Plagioklase ein (Für jedes Korn sind die Maximalwerte angegeben):

An-Gehalte der feinkörnigen Hornblende-Gneise:

| %An           | 16-20 | 21-25 | 26-30 | 31-35 | 36-40 | 41-45 | 46 | Summe  |
|---------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----|--------|
| Korn-<br>zahl | 1     | 1     | 5     | 6     | -     | 6     | 2  | 21 Pg. |

# An-Gehalte der grobkörnigen Hornblende-Gneise:

| %An      | 16-20 | 21-25 | 26-30 | 31-35 | 36 | Summe  |
|----------|-------|-------|-------|-------|----|--------|
| Kornzahl | 1     | 7     | 2     | 2     | 1  | 13 Pg. |

Die "Lücke" im An-Gehalt der feinkörnigen Hornblende-Gneise deckt sich mit der Mischungslücke, die man im Andesingebiet für Plagioklase vermutet. Es kann ebenso sein, daß dieser Unterschied durch zwei verschiedene Plagioklasabfolgen bedingt ist. Auch unterschiedliche Entkalkung kommt in Betracht. Eine Entscheidung ist nicht möglich.

Die An-Gehalte der grobkörnigen Hornblende-Gneise liegen im Mittel niedriger. Ich vermute, daß der hohe Hornblende- und Biotit-Gehalt dieser Varietät die Entkalkung durch Diffusion erleichtert hat.

Das gleiche Bild zeigt die Verteilung der Achsenwinkel  $2V_X$  auf die beiden Varietäten:

feinkörniger Hornblende-Gneis:

$2V_X = 76, 78, 86, 90, 92, 92, 94, 94, 94, 112 \pm 1^\circ$

Mittel:  $90,8 \pm 1^\circ$

grobkörniger Hornblende-Gneis:

$2V_X = 77, 78, 80, 84, 84, 85, 86, 92, 97, 100 \pm 1^\circ$

Mittel:  $86,1 \pm 1^\circ$

Nach BOWEN und TUTTLE (1950, b, Fig. 4) nähert sich der Achsenwinkel  $2V_X$  der Hochtemperaturreihe im Na-reichen Feld mit zunehmendem An-Gehalt dem Tieftemperaturast. Die beiden Äste vereinigen sich im Bereich von  $An_{35}$ .

Es ist darum aus der Optik nicht zu entscheiden, ob die Plagioklase der feinkörnigen Hornblende-Gneise als Hoch- oder Tieftemperaturformen vorliegen. Die Plagioklase der grobkörnigen Hornblende-Gneise mit ca. 25% An und einem mittleren Achsenwinkel von  $2V_X = 86,1 \pm 1^\circ$  stellen sehr wahrscheinlich Tieftemperatur-Modifikationen dar.

Die Plagioklase sind häufig vollständig zertrümmert. Die eckigen Bruchstücke werden durch Kalifeldspat und Quarz verheilt. Bei dieser Kataklase war wohl auch Biotit- und Plagioklas-Bildung möglich: So deute ich einen unregelmäßig schlauchförmigen Einzelplagioklas, der mehrere andere Plagioklase durchgreift, als ehemalige Scherzone; Dieser Plagioklas geht in ein langgestrecktes Biotitblatt über, das ebenfalls nur an Plagioklase grenzt und die Fortsetzung der

Scherfläche abbilden könnte. - An Verbiegungen weisen die Plagioklase verstärkte polysynthetische Verzwillingung auf.

Zirkon, Apatit, Hornblende (? I) und Biotit treten als Einschlüsse auf. Plagioklas verdrängt Hornblende I und Biotit. Selbst wird er von Hornblende II verdrängt.

Kalifeldspat füllt in stark beanspruchten, feinkörnigen Hornblende-Gneisen Risse zwischen zerbrochenen Plagioklasen.

Bei Quarz sind zwei Bildungsformen zu unterscheiden: Quarz I gehört der Hauptkristallisation an. Er füllt Zwickel aus und greift von dort seine Gefügege-nossen Hornblende I, Biotit und Plagioklas an. Er löscht undulös aus und zeigt BÖHMische Streifung. - Quarz II kristallisiert auf diskordanten Scherrissen und um-schließt an den Rändern aufgereichte und zum Teil abgelöste, nadelige Hornblende-Aggregate. Er ist stärker beansprucht als Quarz I.

Zirkon ist selten. Im Durchschnitt treten pro  $\text{cm}^2$  4, 7 Zirkone auf (Mittel von  $10 \text{ cm}^2$  aus 5 Schliffen). Runde und idiomorphe Formen sind gemeinsam vorhanden. Die gerundeten Zirkone scheinen etwas häufiger zu sein. Die idiomorphen Zirkone sind im allgemeinen etwas größer als die runden Körner und erreichen bis 0,280 mm Länge und 0,049 mm Breite (Längen-Breiten-Index = ca. 6 : 1). Wirtsminerale sind vorwiegend der Biotit und untergeordnet der Plagioklas. Im Apatit tritt kein Zirkon auf. Die idiomorphen Zirkone liegen häufig mit dem Prisma parallel (001) der Biotite.

Die Apatite sind durch mehrere Endflächen kombiniert.  $(10\bar{1}0)$  ist stets ausgebildet. Die Absonderung nach (0001) und  $(10\bar{1}0)$  ist meist deutlich zu erkennen. Die Lichtbrechung des Apatits liegt etwas über dem Wert der Hornblende II, ungefähr bei  $n_o = 1,640-1,645$ . Die Riesenapatite des grobkörnigen Hornblende-Gneises besitzen einen starken Pleochroismus von bräunlich-rot senkrecht x nach grauschwarz parallel x.

Nach TRÖGER (1956) ist die grau-schwarze Färbung durch Einschlüsse bedingt.

Die Apatite der feinkörnigen Hornblende-Gneise sind stets kleiner und farblos. Sehr selten findet sich Erz als Einschluss. Von Korngrenzen aus wächst Apatit idiomorph in den Plagioklas ein; ebenso wird Apatit aber auch an den Prismen-kanten von Plagioklas angenagt oder schlauchartig korrodiert. Auch Hornblende II verdrängt in dieser Form den Apatit. In den Biotiten weisen parallel den Glimmer-Spaltrissen zerbrochene Apatitprismen Gleitbewegungen parallel den Biotit-Basis-flächen nach.

Es wurden statistische Untersuchungen an Apatiten durchgeführt (BOSSE, 1961, c, Ms). Ergebnisse:

- 1. Die Einschlüßapatite in den Hornblenden, Biotiten und Plagioklasen sind in Bezug auf das Wirtsmineral nicht statistisch geregelt. Teilverflüssigungen sind nicht nachweisbar.
2. Die Apatitintensität und der Habitus ergeben das gleiche Bild wie bei den Diatexit-Gneisen.

Es könnte sich bei den Hornblende-Gneisen um ehemalige Orthogesteine handeln, bei denen die Beweglichkeit der Apatite diese Verteilung hervorgerufen hat.

Orthit konnte in allen Schlifften beobachtet werden. Er zeigt nie kristallographische Flächen, sondern stets buchtig-lappige Kornformen gegen angrenzenden Biotit und Plagioklas. Der Achsenwinkel  $2V_X$  wurde mit 68, 68,  $72 \pm 1^\circ$  bestimmt.

Pyrit ist auf Scherflächen angereichert. - Die Ilmenit-Ansammlungen heben sich auf den Spaltrissen der Biotite deutlich ab. - Ovale Titanite sind in Hornblende I zahlreich anzutreffen. - Muscovit bildet sich sekundär bei der Zersetzung der Plagioklase. - Ehemalige Cordierite geben sich durch zahlreiche, linsige bis schlauchförmige Hellglimmerfilze (Pinit) meist auf Scherbahnen im Biotit zu erkennen. -

Der modale Stoffbestand (Tab. 7) ergibt sich aus 6 optischen Analysen (Probe Nr. 12-17). Die Hornblende-Gneise weisen eine fast lineare Abhängigkeit des Plagioklasgehaltes von der Volumensumme Biotit + Hornblende auf: In den feinkörnigen Proben Nr. 16 und 17 stehen dem Plagioklas-Höchstwert von ca. 60 Vol.% etwa 33 Vol.% Mafite gegenüber. Bei Plagioklasabnahme und gleichzeitiger Mafitzunahme ändern die feinkörnigen Hornblende-Gneise kontinuierlich ihre Zusammensetzung. Als Endglied fügt sich in diese Abhängigkeitsreihe die grobkörnige Gneisvarietät Nr. 12 mit ca. 15 Vol.% Plagioklas und ca. 80 Vol.% Biotit + Hornblende gut ein. Der Quarzgehalt bleibt gering.

Der Mineralbestand des grobkörnigen "Redwitzits" nach VOLL (1960) entspricht dem der Probe Nr. 12 des grobkörnigen Hornblende-Gneises, der Mineralbestand der feinkörnigen Randfazies nach VOLL gleicht dem der Probe Nr. 14 des feinkörnigen Hornblende-Gneises. Maximale An-Gehalte von ca. 60% stimmen ebenfalls überein.

Stoffhaushalt: Während der Hauptkristallisation der Mineralien (Verdrängung von Hornblende I durch Biotit, Ersetzung der Mafite durch Plagioklas) ist eine Verarmung an Magnesium und eine Anreicherung von Aluminium und Natrium zu verzeichnen.

Nach der Hauptkristallisation haben tektonische Vorgänge lokal erneut Stoffumsetzungen ausgelöst: Scherflächen-Quarz (II) läßt sich zum Teil aus umgewandelten Plagioklasen ableiten, zum größeren Teil ist er sicher zugeführt worden.

Gleichfalls tritt wohl Kalium zur Kalifeldspatbildung auf Scherrissen neu hinzu. - Scherfalten im Biotit boten die günstigsten Voraussetzungen für das lokale Einwandern von Cordierit. Er bildete sich bei stärkerer Durchwärmung des Gesteins aus Biotit. Kieselsäure und Aluminium wurden dabei verbraucht. - Hornblende II wuchs posttektonisch bei hohem Magnesiumüberschuß als reine Magnesium-Hornblende. - In den Zeitraum der Hornblende-II-Bildung dürfte auch die diffusive Entkalkung der Plagioklase und Entfärbung der Hornblende I fallen.

Ausgangsmaterial: In der Grube Max sind die Hornblende-Gneise als Schollen im Cordierit- und Diatexit-Gneis anzutreffen. Dies macht wahrscheinlich, daß die Hornblende-Gneise ehemals als Bank- oder Gangbildungen vorgelegen haben, die als kompetente Lagen bei einer Durchbewegung in schiefrigem Nebengestein durch Boudinage zerlegt worden sind. Als Ausgangsmaterial können verschiedene Gesteine vorgelegen haben:

1. Redwitzite
2. Para-Amphibolite
3. Ortho-Amphibolite
4. Tuffe oder Tuffite
5. Diabase

Variationsbreite der Gesteinszusammensetzung, Mineralbestand, Mineralchemismus, Gesteinschemismus und Gefüge stimmen in den Hornblende-Gneisen mit den in den Redwitziten beschriebenen Begebenheiten so vollkommen überein, daß diese Gesteine als Redwitzite zu bezeichnen wären (Im Gegensatz zu meinen Hornblende-Gneisen sind die Redwitzite Nordbayerns und des Regensburger Waldes nicht verformt). Ich möchte diese Bezeichnung jedoch nicht wählen, da ich der Meinung bin, daß die Reditzite noch nicht genügend scharf definiert sind.

Gegen die Ableitung von Sedimenten und Plutoniten spricht die Plagioklas-Zwillingsvergesellschaftung, die eher auf Vulkanite als Ausgangsmaterial hinweist.

Plagioklas-Zwillingsvergesellschaftung, Schwankungsbreite des Chemismus, Apatitreichtum, Gleichkörnigkeit innerhalb der einzelnen Schollen und in den feinkörnigen Vorkommen untereinander, Boudinage-Bildung und eine Faltung um B machen somit wahrscheinlich, daß die Hornblende-Gneise aus Diabas hervorgegangen sind. Dagegen spricht der für Diabase sehr hohe Zirkongehalt und das Auftreten von gerundeten Zirkonen.

Ich messe jedoch den Gründen, die für Diabase sprechen, höheres Gewicht zu. Eine Entscheidung, ob diese Gesteine vorwiegend intrusiver oder effusiver Natur waren, ist nicht mehr möglich.

Tektonische und mineralfazielle Vergleiche mit den umgebenden Paragneisen erlauben eine ungefähre, relative Alterseinstufung: Die Diabase müssen schon vor dem Glimmerschieferstadium der Cordierit-Gneise im Gesteinsverband vorgelegen haben. Ich deute die Diabase als Magmen eines initialen Vulkanismus der ersten Orogenese, die das sedimentäre Ausgangsmaterial betroffen hat.

Die Genese der Hornblende-Gneise stelle ich mir wie folgt vor:

Die Diabase traten während einer Orogenese I auf und wurden um eine NE-streichende Achse verfault. Dabei wurde auch das Mineralgefüge NE-geregelt (Hornblende I, Plagioklas). Eine alpinotype Faltung (Orogenese II) bewirkte eine kataklastische Zerbrechung des Gesteins unter hohen Drucken und tiefen Temperaturen: Kalifeldspat und Quarz heilten die entstandenen Scherrisse wieder aus. Gegenüber der anschließenden, anatektischen Durchwärmung waren die Hornblende-Gneise stabil. Nur örtlich bildete sich in Biotit-Scherfalten Cordierit. Auch von den Umschmelzungsvorgängen bei der nachfolgenden Diatexit-Gneisbildung in den Bewegungszonen wurde die Hornblende-Gneise nicht betroffen. Ob die Boudinage-Bildung mit der Orogenese I oder II verbunden war, ist nicht zu entscheiden. Die Hornblende-Gneise liegen heute als Relikte in tektonisch und mineralogisch andersartig geprägter Umgebung vor. Primärer Chemismus und Mineralbestand sind wohl weitgehend erhalten geblieben.

#### 4. Die Kalksilikatfelse

stellen auf den alten Kulturböden um Altfalter und Krandorf die einzigen sicher ansprechbaren Lesesteine dar. Sie zeichnen sich durch hohes spezifisches Gewicht aus und zerspringen beim Anschlagen splittrig. Im frischen Bruch sind sie blaugrau gefärbt und von einer charakteristischen, dünnen, braunen bis weißen Verwitterungsrinde umkrustet.

Nach BADER (1957) setzt sich ihr Mineralbestand aus Diopsid, basischem Plagioklas, Quarz und Titanit zusammen. Der Quarz macht mit zwei Dritteln des Volumens den Hauptbestand aus.

HENTSCHEL (1943) berichtete von den kalksilikatischen Bestandsmassen aus dem Eulengebirge. TEUSCHER (1952) befaßte sich mit den Kalksilikatgneisen der Oberpfalz.

Nach dem Chemismus deutet man die Kalksilikatfelse als mergelige Sedimente, die bei der mehrmaligen Umformung durch Boudinage zergliedert wurden.

#### 5. Die quarzitischen Plagioklas-Biotit-Gneise

sind an der Oberfläche nördlich des Ostles-Berges in Lesesteinen erschlossen. An den Hängen des Kulm bei Wundsheim finden sie sich zahlreich in den Cordierit-

Gneisen; die Lesesteine sind so gleichmäßig über diesen Teil des Kartierungsgebietes verstreut, daß der Eindruck entsteht, die Cordierit-Gneise werden von cm - dm mächtigen, quarzitischen Gneislinsen durchschwärmt. - Bessere Aufschlüsse bieten sich in der Grube Max, wo im NE-Feld senkrecht zum allgemeinen Gneisstreichen bisher ein 90 m mächtiger, quarzitischer Gneiskörper aufgefahren worden ist. Die Grenze gegen den Cordierit-Gneis ist sehr unscharf. Beide Gneise gehen in Wechsellagerung ineinander über. In der Nähe der Flußspatgänge erhält der quarzitische Gneis durch die gleichmäßig verteilten, rotgefärbten Plagioklasse ein einheitlich hellrötliches Aussehen. Eine ca. 6 m mächtige Störungszone trennt diese geröteten von den ungefärbten Gesteinen. - In den quarzitischen Gneisen treten Cordierit-Fleckenaploide und Metatekte auf.

Der Mineralbestand setzt sich hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas, Biotit und Chlorit zusammen. Nebengemengteile sind Kalifeldspat, Zirkon, Apatit, Titanit, Magnetit, Pyrit, Muscovit, Calcit.

Das mikroskopische Bild zeigt ein feinkörniges, granoblastisches Gefüge.

Die Biotite (Pleochroismus wie bei den Cordierit-Gneisen) treten in unregelmäßigen, kleinen Schuppen und Fetzen zwischen verdrängendem Feldspat und Quarz auf. Die Basisflächen sind zum Teil straff in "s" geregelt. Chloritisierung und Muscovitisierung sind verbreitet. Erz als Einschluß ist häufig. - Für den Angehalt der kleinen bis mittelgroßen Plagioklas-Körner wurden mittels der Auslöschungsschiefe in der Zone  $\perp [010]$  22-27% ermittelt. - Der Kalifeldspat bildet größere Körner als die übrigen Mineralien aus; es sind unregelmäßig begrenzte, Perthit-arme Individuen. - Die Korngrenzen des stark undulösen Quarzes sind innig verzahnt. - Der Zirkon ist in der Regel deutlich abgerollt, nur untergeordnet sind idiomorphe Kristalle anzutreffen. Er ist häufig in Plagioklas und Quarz eingeschlossen. Dagegen werden die Zirkone nur sehr selten von Apatit umwachsen. Dieser liegt meist in großen, hypidiomorphen bis gerundeten Körnern vor, die oft zersprungen sind. Der Apatitgehalt übersteigt im Mittel den Anteil des Zirkons im quarzitischen Gneis um das Vier- bis Fünffache.

Modaler Stoffbestand; Eine Metatekt-nahe Partie (18) zeigt stark erhöhten KF-Gehalt auf Kosten von Plagioklas im Vergleich zum normalen Gesteinstyp (19 und 20) abseits von den Metatekten. Da nur drei Proben vorliegen, ist ein größerer Meßfehler in Rechnung zu stellen.

|     | Qu   | Bi   | Pg   | KF   | Mu  | Akz |        |
|-----|------|------|------|------|-----|-----|--------|
| 18. | 46,5 | 7,3  | 25,2 | 20,2 | 0,3 | 0,5 | Vol. % |
| 19. | 43,2 | 11,0 | 40,7 | 2,4  | -   | 2,7 | Vol. % |
| 20. | 48,7 | 13,5 | 36,7 | 0,2  | -   | 0,9 | Vol. % |

Der Quarzgehalt des Gneises ist deutlich höher als in den Cordierit-Plagioklas-Metablastitgneisen.

Ein Vergleich mit dem von BADER (1959) aus vier Proben ermittelten, modalen Stoffbestand zeigt eine Übereinstimmung der Mineralzusammensetzung des Gneises in beiden Gebieten.

Der hohe Plagioklasanteil ist vermutlich zum Teil primär, das heißt, die Sedimente waren Grauwacken und keine Sandsteine. Das dichte, gleichmäßige Kleinkorngefüge verhinderte eine anatektische Überprägung der Gneise. Diese Sonderstellung dürfte durch ein stärker sandiges Ausgangsmaterial bedingt sein, als es für die Cordierit-Gneise vorlag (Tab. 11). Die quarzitischen Gneise stellen ein geschontes Relikt in hochmetamorpher Umgebung dar: Sie wurden von der Cordierit-, Plagioklas- und Kalifeldspatblastese nicht erfaßt. Nur in der Umgebung der jüngeren Metatekte ist reichlich Kalifeldspat in einem Hof abnehmender Konzentration eingebaut.

Die hellen Aploide wurden bisher zusammengefaßt. Nach vorliegenden Untersuchungen muß man Cordierit-Fleckenaploide und Metatekte I und II auseinanderhalten.

## 6. Die Cordierit-Fleckenaploide

In einem kleinen Bruch westlich Mitterauerbach liegt eine ca. 5 m mächtige Linse konkordant im Gneis-"s" und wurde anscheinend von den letzten Ausläufern der Gneisfaltung noch erfaßt.

In der Grube Max treten sie gangförmig und linsig in NW-SE streichenden Schwärmen vorwiegend im Cordierit-Gneis auf. Ihre räumliche Anordnung deutet auf eine Bildung in tektonisch vorgezeichneten Strukturen hin. Dafür spricht auch ihre Lagerung: Sie durchschneiden das Gneis-"s" leicht diskordant und mit scharfem Kontakt. Ihre normale Mächtigkeit schwankt auf kurze Entfernungen zwischen 70 cm und 5 m. Im Extremfall treten 10-12 m breite, gangartige Körper auf, so im Schachtquerschlag auf der 60 m Sohle. Dieser Fleckenaploid läßt sich in gleichbleibender Mächtigkeit über ca. 100 m nach SE verfolgen, wo er am Ende der Strecke von Gang 2 geschnitten wird. Die Grenze gegen den Gneis wird meist von Scherflächen gebildet. Der primäre Kontakt ist ungleichmäßig gewunden. Das Einfallen zeigt keine erkennbare Gesetzmäßigkeit.

Handstück: Dunkelgrünlichgraue Cordieritbutzen (1-4 cm groß) sind wie Tintenkleckse ohne bevorzugte Richtung in eine feinkörnige, weiße Grundmasse eingesprenkt.

Den Mineralbestand der Grundmasse bilden: Plagioklas, Albit, Kalifeldspat und Quarz. Chlorit und Cordierit bauen die dunklen Flecken auf. Akzessorien sind Muscovit, Pyrit, Titanit, Magnetkies, Magnetit und Calcit.

Der quantitative Anteil der Mineralien an der Grundmasse ergibt sich wie folgt:

|     | Pg   | KF   | Qu   | Chl | Pi  | Mu  | Akz  |        |
|-----|------|------|------|-----|-----|-----|------|--------|
| 21. | 25,6 | 40,6 | 31,3 | 0,2 | -   | 2,3 | 0,02 | Vol. % |
| 22. | 14,4 | 59,5 | 24,1 | 0,1 | 0,1 | 1,6 | 0,2  | Vol. % |

(Errechneter chemischer Stoffbestand vgl. Tab. 12)

Das Gefüge ist ungeregelt hypidiomorph-körnig. Die Zusammensetzung dieser Aploide (hoher Kali-Anteil) scheint nicht in das Feld der "niedrigst schmelzen- den Mischung" zu passen.

Mineralbeschreibung: Die Plagioklase besitzen 12-14% Anorthit. Buchtige Korrosion durch Kalifeldspat und mobilen Quarz ist die Regel. - Die reichlich von feinen Perthit-Spindeln durchzogenen, xenomorphen Kalifeldspat-Kristalle enthalten Plagioklase mit einem albitischen Saum und werden von Quarz durchsetzt und randlich verdrängt. - Jüngere, metasomatische Austauschvorgänge ersetzen von den Intergranularen aus den Kalifeldspat durch Albit. - Die Cordierit-Butzen lösen sich unter dem Mikroskop in ein verzweigtes Netzwerk von Cordierit-Fetzen auf, die fast immer in Hellglimmeraggregate umgewandelt sind. Zwischen den Cordierit-Fetzen finden sich allein zerlappte und rundliche Quarzkörner. Der Cordierit erweist sich als jünger als Plagioklas und Kalifeldspat. Die Cordieritnetze können durch Verdrängung der Feldspäte entstanden sein. Die Herkunft des Cordierits ist in den Fleckenaploiden nach wie vor unsicher. Stoffmobilisationen aus dem Nebengestein können zu seiner Entstehung beigetragen haben. - Manche Grenzflächenformen von Quarz gegen Cordierit lassen sich als Pyramiden- spitzen deuten. - Biotit ist stets chloritisiert.

An der Grenze Fleckenaploid gegen Gneis ist Quarz in einem ca. 1 cm starken Band angereichert. Darin schwimmen vom Gneis abgelöste Cordieritsträhnen, an denen sich randlich eine verdrängene Plagioklashülle ausgebildet hat. Gleichbleibende Mächtigkeit des Plagioklaspanzers und das Ausdünnen des Pinitis an den Engstellen schließen eine mechanische Anlagerung der Plagioklaskörner aus. Sie müssen durch chemische Wechselwirkung entstanden sein.

Die Cordierit-Fleckenaploide sind Mobilisate, die das Cordierit-Gneisgefüge leicht diskordant überschneiden. Sie wurden noch ganz schwach von einer ausklingenden Faltung (Orogenese II) betroffen, die das Gefüge der Cordierit-Gneise geprägt hat. Die Cordierit-Fleckenaploide sind in meinem Arbeitsgebiet älter als die Diatexit-Gneise.

Dagegen konnte DÜSING (1957) beobachten, daß die Cordierit-Fleckenaploide auch Perlgneise (auf Blatt Oberviechtach) diskordant durchsetzen. Wahrscheinlich erstreckte sich die Festlegung der Mobilisate über längere Zeit.

## 7. Die Metatekte

gliedern sich in ältere, verfaltete (Metatekte I) und jüngere, diskordante Bildungen (Metatekte II).

### a) Die älteren Metatekte

treten in den Cordierit-Gneisen und in den quarzitischen Gneisen in der Grube Max auf. Sie bilden unregelmäßige Lagen bis 1 cm Mächtigkeit und linsige Körper bis 20 cm Durchmesser und 1 m Länge. Im Gangbereich sind sie durch Hämatitausscheidungen in den Plagioklasen gerötet.

Von den mechanischen Eigenschaften in den Cordierit-Gneisen und in den quarzitischen Gneisen rühren die verschiedenen Texturen her: In den harten, quarzitischen Gneisen finden sie sich unregelmäßig verästelt und ausgeschwänzt. Manche Bilder können als Scherfalten gedeutet werden. Ganz vereinzelt, xenomorphe Groß-Kalifeldspäte sind auf Ausweitungen der Metatekt-I-Lagen in den quarzitischen Gneisen beschränkt. - In den wegsamen Cordierit-Gneisen sind deutliche Faltenbilder ausgebildet. Kalifeldspäte fehlen hier. Im Anschliff ähneln die aploiden Lagen einer Gekröcefaltung und beweisen die höhere Plastizität des Aploids im Cordierit-Gneis gegenüber den Aploiden in den quarzitischen Gneisen. Der Mineralbestand aus Quarz und Plagioklas verbietet, sie als ältere Granitgängchen auszulegen.

Ich deute sie vielmehr als metamorphe Metatektgängchen aus demselben Gesteinskomplex, die von der Gneisfaltung (Orogenese II) noch voll erfaßt wurden. Die Metatekte I sind älter als die Cordierit-Fleckenaploide.

### b) Die jüngeren Metatekte

sind in der Grube Max im Querschlag 301 (80 m) und - rotgefärbt - auf der 92 m Sohle (Sumpfstrecke) aufgeschlossen.

Sie durchschwärmen diskordant den Cordierit-Gneis und den quarzitischen Gneis in durchschnittlich dm-mächtigen Körpern, die auf der 92 m Sohle bis zu 5 m Durchmesser erreichen können.

Makroskopische Beschreibung: Es sind unregelmäßige Schläuche, deren Streichen kaum feststellbar ist. Idiomorphe Cordierite schwimmen in ihnen. Es handelt sich wohl um Teilschmelzen aus einem tieferen Gneiskomplex (vgl. Mineralbestand), die auf unregelmäßigen Bahnen aufgedrungen sind. Von eigentlichen

Kontakten kann man nicht sprechen, da zahlreiche Adern ins Nebengestein abzweigen. Hervorgehoben werden die Schläuche durch ihre biotitfreie, grobkörnige Randfazies, für die ich folgende Deutung annehmen möchte:

Der Vorgang der Metatektbildung hat sich auf tektonischen Schwächezonen innerhalb eines längeren Zeitraumes abgespielt. Das Nebengestein muß einen bedeutenden Wärmeverrat besessen haben (umgekehrt, wie bei den Eruptivgängen), so daß das Kristallwachstum am Rande anhaltender war. Außerdem hat sich der Metatekt-II-Schlauch durch einen Saum selbst gepanzert, in dem Biotit in Cordierit überführt wurde: Das freiwerdende  $H_2O$  steigerte die Fluidität und begünstigte die Ausbildung größerer Kristalle. Die an  $H_2O$  verarmten Schmelzen in der Mitte kristallisierten feinkörnig.

Möglicherweise ist in diesen Bewegungsbahnen der Stoffbestand teilweise aufgeschmolzen worden, worauf resorbierte, dunkle Schlieren hinweisen. Der Gneis ist in fischförmigen Schollen kontaktparallel abgelöst und schlierig mit der fluiden Phase verwebt. Die Faser dieser jüngeren Metatekte legt sich den Außenflächen der Körper an und erweist sich dadurch als primär. Ebenso eingeregelt sind die Kalifeldspäte und die idiomorphen Cordierite, die beide maximal 3 cm Längerstreckung erreichen. Letztere stellen Überreste völlig verdauter Gneisschollen dar. Die Großkristalle finden sich nur in unmittelbarer Nähe des Kontaktes. Mit wachsendem Abstand nehmen Kristallgröße und -zahl wie bei den Kalifeldspäten ab.

Diese jüngeren Metatekte wurden von der letzten Gebirgsbildung der Gneise (Orogenese II) nicht mehr verformt. Ihr Gefüge ist nicht passiv durchbewegt und ähnelt daher dem der Granite. Gegen eine genetische Verwandtschaft spricht der Mineralbestand: Plagioklas, Albit, Kalifeldspat und Quarz. Cordierit folgt mengenmäßig an nächster Stelle, Zirkon, Apatit, Erz und Chlorit wurden von den resorbierten Gneisen übernommen. Muscovit und Calcit sind die jüngsten Bildungen.

Zwei optische Analysen des feinkörnigen, jüngeren Metatekts ergeben folgende Werte (vgl. auch Tab. 12):

|     | Pg    | KF    | Qu    | Chl  | Mu   | Pi   | Akz   |        |
|-----|-------|-------|-------|------|------|------|-------|--------|
| 23. | 44, 7 | 10, 0 | 35, 6 | 4, 8 | 2, 7 | 1, 3 | 0, 9  | Vol. % |
| 24. | 50, 4 | 13, 1 | 33, 0 | 1, 4 | 1, 7 | 0, 4 | 0, 04 | Vol. % |

(Der geringe Anteil des Cordierits bzw. Pinits erklärt sich aus der unregelmäßigen Verteilung im Gestein.)

Es ist auffallend, daß sich hier das Verhältnis Plagioklas: Kalifeldspat umgekehrt hat gegenüber den Metatekten I (S. 33).

Der Dünnschliff zeigt ein granoblastisches Gefüge.

Der Plagioklas erreicht bis 1 cm Größe. Er bildet hypidiomorphe Kristalle aus. Der An-Gehalt liegt zwischen 12 und 16%. Von den Zwillingslamellen greifen Serizitisierung und Muscovitisierung an. Die Albit-Neuaufspaltung geht von den Verwachsungsebenen der Karlsbader Zwillinge in den Kalifeldspäten aus, am Kontakt zum Kalifeldspat bildet sich ein symplektitisches Gefüge. Nur wenige Perthit-Schnüre führt der Kalifeldspat in diesem Gestein. Er schließt zahlreiche, rundliche, kleine Plagioklase ein und wird von dem sehr mobilen Quarz korrodiert. Der Cordierit ist unverformt. Es ist nicht sicher, ob er einer zweiten Cordieritgeneration angehört, denn es könnte auch die Cordieritblastese die Durchbewegung überdauert haben. Die Zirkone sind gut gerundet. Apatit ist stets idiomorph ausgebildet.

## II. Die Intrusivgesteine

nehmen im Kartierungsgebiet einen großen Raum ein. Im SW-Teil begleiten sie den Pfahl in einer etwa 2 km breiten Zone. Nach NE - im Bereich des Höhenrückens im Westen vom Auer-Bachtal - durchdringen sie die vorgegebene Gneishülle in zahlreichen Gängen, die sich bei Altfalter in stockartige Durchbrüche auflösen. Die Gangmächtigkeiten schwanken zwischen 6 und 250 m. Durch die starken, postgranitischen Bewegungen in der Pfahlzone wurden alle Intrusivgesteine mylonitisch überprägt. Damit wird eine Aussage über die Beziehung der Granite untereinander sehr erschwert. Doch erlaubt die quantitative Festlegung des Stoffbestandes und das geologische Kartenbild die Parallelisierung mit den unbeanspruchten Gesteinen in den Nachbargebieten (BADER 1957, DÜSING 1957).

Im folgenden wird zuerst der "Kristallgranit" behandelt und seine Stellung vermutet. Anschließend werden die sauren Intrusiva in der Reihenfolge der Intrusion besprochen.

### 1. Der "Kristallgranit"

wurde wegen seines noch gröberen Korngefüges bei der Kartierung vom "grobkönnigen Granit" abgetrennt.

In der Pfahlnähe treten zwei Vorkommen auf: "Der "Kristallgranit" südlich Sonnenried ist in Hohlwegen und zwei verlassenen, kleinen Steinbrüchen (r. <sup>45</sup>17 620, h. <sup>54</sup>68 740; r. <sup>45</sup>17 180, h. <sup>54</sup>68 690) aufgeschlossen. Er bildet einen ungefähr linsigen, E-W streichenden Körper. Das andere, kleinere Vorkommen liegt östlich, im Viehgraben südlich Kernath (r. <sup>45</sup>17 590, h. <sup>54</sup>68 840).

In den beiden Steinbrüchen bei Sonnenried ist das frische, dunkle Material sehr zäh. Bis 15 cm starke Mylonitzonen durchschneiden den westlichen Bruch mit scharfer Begrenzung (N 70 E, F. 60 SE). Quarz- und Flußspat-belegte Klüfte

streichen N 20 E und fallen 80 NE ein.

Die durchschnittliche Größe der Kalifeldspäte beträgt 5 cm, maximal erreichen sie 11 cm Länge. Ihre Längsachsen regeln sich in 2 Richtungen ein: ca. N 25 E, F. 60 SE und ca. N 160 E, F. 60 NE.

In den "Kristallgraniten" an der Schwarzach beobachtete ZIEHR (1954) ähnliche Fasern (N 50 E, N 140-160 E). Von der gleichen Stelle beschreibt FISCHER (1957) die Anordnung der Feldspäte als "kuppelartige Gewölbe" und sieht in ihnen eine "große Ähnlichkeit mit Konvektionssäulen in einer Flüssigkeit".

Im Handstück finden sich neben den Großfeldspäten auch kleinere Kalifeldspäte bis herunter zu 1 cm Länge. Sie sind stets hypidiomorph ausgebildet infolge einer Verzahnung der Endflächen mit der Grundmasse. Plagioklas- und Biotit-Schuppen lagern sich mit der Tafelfläche an (001) und (010) der Kristalle zonar an und werden von dem weiterwachsenden Kalifeldspat umschlossen. Die Anlagerung beweist die Anwesenheit einer flüssigen Phase bei der KF-Kristallisation. - Die Biotite bilden gestreckte, schuppig-strähnige Aggregate. Wegen ihrer Größe und ihrer homogenen Verteilung verleihen sie dem Gestein das dunkle Aussehen. Charakteristisch ist eine einheitliche Anordnung der externen Biotite parallel (010) und (001) der Großfeldspäte. - Der Plagioklas ist makroskopisch immer tafelig idiomorph. Er setzt seine Kristalltracht gegenüber den Biotiten durch. - Trüb-farbloser Quarz füllt die Lücken zwischen den Gefügegenossen aus.

Die makroskopische Vermessung ergab bei einer Gesamtfläche von 8871 mm<sup>2</sup> für den einsprenglingsartigen Kalifeldspat einen Anteil von 20%, für die Grundmasse von 80 Vol. %.

Die Grundmasse ohne Kalifeldspat gliedert sich wie folgt:

| Bi    | Pg    | Qu    | Ap   | Zr   | Erz  |        |
|-------|-------|-------|------|------|------|--------|
| 20, 8 | 44, 1 | 32, 4 | 1, 4 | 0, 1 | 1, 4 | Vol. % |

Berücksichtigt man den makroskopisch ermittelten Kalifeldspatgehalt, so erhält man für den Mineralbestand des Gesteins:

| Bi    | Pg    | KF | Qu    | Ap   | Zr    | Erz  |        |
|-------|-------|----|-------|------|-------|------|--------|
| 15, 9 | 35, 8 | 20 | 26, 3 | 1, 1 | 0, 08 | 0, 8 | Vol. % |

Der vollständige Mineralbestand setzt sich aus Zirkon, Apatit, Ilmenit, Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat, Albit und Quarz zusammen. Pennin bildete sich auf Scherflächen.

Unter dem Mikroskop wurde der An-Gehalt der Plagioklasse mittels der Auslöschungsschiefe in der Zone 1010 mit 23%, des Albits mit 7% berechnet. Die Frühgemengteile sind immer idiomorph ausgebildet. Zirkon ist selten, Apatit dagegen sehr häufig. Er findet sich als Einschluss in jüngerem Ilmenit. Zirkon und Apatit konnten nie gemeinsam beobachtet werden, so daß keine Aussagen über ihre gegenseitigen Beziehungen möglich sind.

Der Chemismus des "Kristallgranits" läßt sich am ehesten mit dem normalgranitischen Magmentyp (NIGGLI 1923) vergleichen. (vgl. Tab. 13, 14.).

Für die Altersdeutung der "Kristallgranite" bieten sich folgende Möglichkeiten:

1. Es handelt sich um eine Scholle eines älteren Granits.
2. Die "Kristallgranite" gehören der gleichen Granitabfolge wie die "grobkörnigen Granite" an und bilden die Zufuhrspalte ab, in deren Bereich sich eine gröbere Kristallfazies ausbilden konnte.

Die 2. Deutung ist wahrscheinlicher, da zwischen "Kristallgranit" und "grobkörnigem Granit" keine scharfen Grenzen gegeben sind, während der "grobkörnige Granit" "feinkörnige Granit"-Schollen einschließt, die scharf begrenzt sind. Der "Kristallgranit" hat den Habitus eines Frühgranits (viel Ap + Bi; wenig KF + Pg + Qu). Seine Erstarrungsfolge könnte daher kurz vor der des "grobkörnigen Granits" gelegen haben, ohne jedoch einem anderen Zyklus anzugehören.

## 2. "feinkörnige Granit"

tritt in Gängen im Gneis und in linsigen Vorkommen im "grobkörnigen Granit" auf.

Die Gänge erreichen bis 250 m Mächtigkeit. Sie streichen N 90 E bis N 125 E und durchschneiden das Gneis-"s" diskordant. Sehr verbreitet ist eine kräftige Rotfärbung.

Die größte Ausdehnung hat ein Gang nördlich Wundschelm. Er setzt westlich des Auer-Bachtales ein und streicht N 100 E. Südlich der Grube Max baut er Höhen bis zu 550 m auf. Von hier aus taucht der schmale Kamm rasch nach WNW ab. Beim Godthof schiebt er bei 390 m ü. NN unter die Alluvionen der Weidinger Senke ein.

Die übrigen Vorkommen sind wesentlich kleiner. Ihre Lage ergibt sich aus der geologischen Karte.

Die "feinkörnigen Granit"-Gänge stellen oft die Grenznaht zwischen Gneis und "grobkörnigem Granit" dar. Gegen beide Gesteine bilden sie einen scharfen Kontakt aus, der sich im m-Bereich erfassen läßt. Diese klar hervortretenden Grenzflächen verbieten, die "feinkörnigen Granite" als Rand- bzw. Dachfazies der "grobkörnigen Granite" zu deuten.

Die linsigen Körper sind über 300 m lang und 100 m breit. Ich deute sie als Schollen (wie BADER 1957 im Neunburger Massivgranit). Das Streichen ihrer Längsachsen schwankt ebenfalls zwischen N 90 E und N 120 E. Die Grenze gegen den umschließenden "grobkörnigen Granit" ist scharf.

Der "feinkörnige Granit" kann wohl als Ausläufer des Oberviechtacher Massivs gedeutet werden.

Nach BADER (1957) ist er im Raum Neunburg v. W. älter als die grobkörnigen Granite: Er war einer älteren, tektonischen Durchbewegung ausgesetzt, die bei der Intrusion der grobkörnigen Neunburger Granite abgeschlossen war.

Es darf nach den Erfahrungen im ganzen Bayerischen und Oberpfälzer Wald angenommen werden, daß die "feinkörnigen Granite" auch hier älter sind als die "grobkörnigen Granite". Da Feinkorngranite im "grobkörnigen Granit" nicht in Gängen auftreten, kommt eine spätere Entstehung für sie nicht in Frage.

Handstück: Das Gestein ist gleichmäßig körnig ausgebildet und läßt keinerlei Regelung erkennen. Selten finden sich gröberkörnige, dunkle Butzen (halbverdaute Gneisrelikte), in denen man Biotit, Cordierit, Feldspat und Quarz unterscheiden kann.

Mit Annäherung an die Mylonitzonen werden die hellen und dunklen Gemengteile zunehmend in die Richtung der Hauptbewegungsflächen eingeregelt. Es entsteht ein "Flasergranit", der den gleichen Mineralbestand wie die unregelmäßigen, "feinkörnigen Granite" aufweist: Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Zirkon, Apatit, opakes Erz, Titanit, Cordierit (Pinit), Chlorit, Muscovit, Hämatit.

Der von BADER (1957) und DÜSING (1957) beschriebene Andalusitgehalt des "feinkörnigen Granits" konnte in keinem meiner Schliffe bestätigt werden. Vermutlich sind die Andalusite verglimmert und ausgeschmiert.

Der Anteil der einzelnen Mineralien an der Zusammensetzung des Gesteins ergab sich aus zwei optischen Analysen wie folgt:

|     | Bi  | Pg   | KF   | Qu   | Mu   | Pi  | Akz |        |
|-----|-----|------|------|------|------|-----|-----|--------|
| 26. | 1,9 | 25,9 | 34,9 | 30,8 | 5,6  | 0,3 | 0,6 | Vol. % |
| 27. | 3,9 | 19,6 | 37,2 | 27,4 | 10,6 | 0,5 | 0,8 | Vol. % |

Der Chemismus entspricht weitgehend dem engadinitgranitischen Magmentyp (NIGGLI 1923) (vgl. Tab. 13, 14.)

Mikroskopische Bearbeitung. Aus dem üblichen Bild bei Graniten ist besonders hervorzuheben: Der An-Gehalt der Plagioklasse schwankt zwischen 10 und 26%. Aus der Anwesenheit von Cordierit schließt man auf einen Stoffaustausch der

granitischen Schmelze mit dem Nebengestein. Die Frühgemengteile treten sehr stark zurück: Am häufigsten sind Erze. Apatit kommt hie und da im Biotit vor. Zirkon ist ganz selten, seine Körner zeigen keine Idiomorphie.

### 3. Der "grobkörnige Granit"

baut die 2 km breite, nordöstlich des Pfahls verlaufende Granitzone auf. Nur hie und da sind ältere, "feinkörnige Granit"-Schollen eingeschlossen. Ferner tritt hier ein "Kristallgranit" auf, über den bereits berichtet wurde.

Die "grobkörnigen Granit"-Gänge in der Gneiszone schwanken zwischen 2 und 250 m Mächtigkeit. Sie setzen immer wieder aus und treten nach wechselnder Entfernung in der gleichen Streichrichtung erneut an die Oberfläche. Nach NW hin klingen die Gänge an einzelnen Durchbrüchen aus. Wie die "feinkörnigen Granite" streichen sie im SE etwa N 100 E. Im mittleren Gebiet verlaufen sie stets etwas steiler, N 135 E, und biegen nach NW allmählich in E-W Richtung um.

Der "grobkörnige Granit" gehört derselben Intrusion an wie der Massivgranit von Neunburg v. W.

Rötliche Plagioklase verleihen dem Gestein örtlich eine kräftige Farbe.

Handstück: Die Kalifeldspäte treten in Größen bis 2 cm auf, sie sind vielfach durch Rupturen zerbrochen. In den Granitgängen sind ihre Tafelebenen parallel der Kontaktfläche zum Nebengestein geregelt. Die Biotite sind unregelmäßig eingesprenzt. Die Plagioklase erreichen bis 5 mm Größe. Graue Quarze heben sich von den weißen Kalifeldspäten und den hellgrünlich-weißen oder roten Plagioklasen ab.

Der Mineralbestand und die Mineralabfolge weisen gegenüber den "feinkörnigen Graniten" nur geringe Abweichungen auf. So kann sich die Mineralbeschreibung auf die Heraushebung der wesentlichen Unterschiede beschränken.

Der Mineralbestand weist auf: Biotit, Chlorit, Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Zirkon, Apatit, opakes Erz, Titanit, Hämatit, Cordierit, Muscovit.

Ihre quantitative Beteiligung am Aufbau des Gesteins schwankte in 2 Analysen beträchtlich:

|     | Bi   | Pg    | KF    | Qu    | Mu   | Pi   | Akz  |        |
|-----|------|-------|-------|-------|------|------|------|--------|
| 29. | 3, 7 | 33, 9 | 23, 3 | 32, 3 | 5, 5 | 0, 4 | 0, 9 | Vol. % |
| 30. | 5, 9 | 16, 3 | 34, 6 | 37, 2 | 3, 5 | 1, 9 | 0, 6 | Vol. % |

Der Gesamtchemismus beider Proben ist im NIGGLI-Tetraeder gleich und entspricht - ebenso wie die Zusammensetzung der "feinkörnigen Granite" - dem engadinitgranitischen Magmentyp (NICCLI 1923) (vgl. Tab. 13, 14).

Der Kalifeldspat ist hier ein typischer Mikroclin-Perthit. Karlsbader Zwillinge sind häufig. Die Einschlüsse - Biotit und Plagioklas - sind zonar geregelt. An den Grenzflächen von Kalifeldspat und Plagioklas ist ein Albit-Korngefüge sehr verbreitet. Quarz zeigt fast ausschließlich ein Rekristallisationsgewebe.

Das anscheinend nicht gesetzmäßige Nebeneinander von roten und weißen Graniten in mannigfachem Wechsel mit Gneisen hat GÜMBEL durch die Bezeichnung "Bunter Granit" treffend charakterisiert.

### Die Rotfärbung der Granite und Gneise

beruht auf der Hämatitführung der Plagioklase. Sie wird bedingt durch hydrothermale Umsetzungen, die sich in einer lebhaften Serizitisierung und Muscovitisierung der Plagioklase kund tun. Diese Zersetzungserscheinungen sind immer mit der Rötung verknüpft.

Die Rotfärbung ist an sekundär-hydrothermale Vorgänge im Zusammenhang mit der Flußspatisierung gebunden. Sie wurde nicht durch die hydrothermalen Restlösungen der einzelnen Granite verursacht, die heute an der Oberfläche erschlossen sind. Folgende Beobachtungen liegen nämlich vor:

In der Grube Max ist die Rotfärbung auf die Flußspat-Gangzone beschränkt. Die Verfärbungszone endet im NE an der Hauptverwerfung, im SW mit der Hangwand von Gang 2 oder den südwestlichsten Flußspat-Vorkommen (Schachtquerschlag 300). In diesen Grenzen wurden die Cordierit-Gneise, die quarzitischen Gneise, die Cordierit-Fleckenaploide, die Metatekte und der Aplitgranit gerötet. Die Plagioklase des Aplitgranitganges wurden nur an der Kreuzungsstelle mit dem Gang 2 rot gefärbt (im Zusammenhang mit einer starken Mylonitisierung).

An der Oberfläche ist die Rötung zwischen Altfallter und der Grube Max hauptsächlich an den Flußspat-führenden Rücken gebunden. In diesem Bereich wechseln gerötete und nicht gefärbte Gesteinspartien ohne erkennbare Gesetzmäßigkeit miteinander ab. Im S, wo Flußspat nicht bekannt ist, tritt Rotfärbung nicht mehr auf. Zwei vereinzelte Vorkommen im W stehen mit Gangquarzen in Verbindung.

Im Nabburg-Wölsendorfer Revier beschränken sich die roten Granite und Gneise auf den Bereich der Flußspatgänge.

Die Rötung könnte jedoch auch so verstanden werden, daß die tektonische Zerrüttung dieser Zone eine besonders tiefe Oxydation durch Tagwässer erlaubte. Dafür könnte auch das Auftreten roter Granite noch weiter südöstlich in der Nachbarschaft des Pfahles angeführt werden. Ebenso haben - nach einer freundlichen, mündlichen Mitteilung, die ich Herrn Prof. Dr. G. FISCHER verdanke - "im Massiv von Flossenbürg bestimmt kräftige hydrothermale Umsetzungen stattgehabt,

die zur Zersetzung und Flußspatisierung der Plagioklase geführt haben, ohne daß eine Rötung der Gesteine eingetreten ist".

Dem steht entgegen, daß sich die Rotfärbung im Nebengestein der Flußspatgänge in allen Gruben über die Oxydationszone hinaus weiter in die Tiefe fortsetzt. Außerdem liegt die Beobachtung vor, daß frische, rote und frische, ungefärbte Gesteine denselben Zersetzungsgrad aufweisen.

Nach alledem kann die Verbindung der Rotfärbung von Plagioklasen mit der Flußspatbildung als gesichert gelten.

#### 4. Der Aplitgranit

ist nur wenig verbreitet, man findet ihn nur in einem N 100 - 105 E streichenden Gang, der an der Oberfläche in zwei Kuppen anstehend erschlossen ist. Der Gang ist in der Grube im SE am Luftschaft und in den Querschlägen 302 und 300 angefahren worden. Etwas weiter östlich durchschlägt er diskordant den "grobkörnigen Granit".

Der Kontakt zum Nebengestein ist messerscharf ausgebildet. Einzelne, eingebrochene Gneisschollen zeigen keine Spur einer beginnenden Assimilation durch den Granit. Das Magma war also bereits stark abgekühlt, als es in dieses Niveau eingedrungen ist. Dagegen enthält der Aplitgranit dunkle, Biotit-reiche Butzen bis 3 cm Durchmesser, die auf früher aufgenommenes Gneismaterial hinweisen. Demnach müssen in größerer Tiefe Aufschmelzungen und Auflösungen vorausgegangen sein, die den gesamten, freien Wärmeverrat aufgezehrt haben. In die erschlossenen Gangräume ist nur noch ein zähflüssiger Schmelzbrei eingedrungen, der unverdaute Gneisrelikte enthielt.

Im Handstück liegt ein völlig frisches, unbeanspruchtes Gestein (im Gegensatz zu den übrigen Graniten) mit weißgrauer Farbe vor. Es ist feinkörnig und ungeregelt.

Zwei optische Analysen ergaben folgende Werte (30. = mylonitisierter Aplitgranit von der Kreuzungsstelle mit Gang 2, 31. = frisches Gestein):

|     | Bi  | Pg   | KF   | Qu   | Mu  | Akz |        |
|-----|-----|------|------|------|-----|-----|--------|
| 30. | 1,8 | 30,0 | 29,4 | 33,2 | 5,3 | 0,3 | Vol. % |
| 31. | 2,9 | 30,1 | 37,4 | 27,6 | 1,7 | 0,3 | Vol. % |

(Errechneter chemischer Stoffbestand vgl. Tab. 13 und 14)

In der Probe Nr. 30 wurde durch hydrothermale Einwirkungen im Gefolge der Mylonitisierung der Kalifeldspat zum Teil zu Quarz und Muscovit zersetzt.

Nach dem Gesamtchemismus gehört das Gestein dem aplitgranitischen Magmentyp an (NIGGLI 1923).

Folgende Beobachtungen sind gegenüber der mikroskopischen Bearbeitung der bisher behandelten Gesteine neu: Die Plagioklase enthalten im Kern 12-13% Anorthit; der albitische Saum besitzt den gleichen Chemismus ( $An_{7-8}$ ), wie die neuaufgesproßten Albite auf den Intergranularen. Die Frühgemengteile treten weit zurück, Apatit kann sogar fehlen.

## 5. Die Aplite

haben im Kartierungsgebiet nur geringe Verbreitung. Quarz und Feldspat bilden ein gleichmäßig feinkörniges Gefüge. Glimmer fehlt.

Südwestlich von Krandorf wird ein ca. 1,5 m mächtiger Aplitgang im Stollenbau gebrochen. Er streicht N 100 E, fällt  $\pm$  senkrecht ein und hält über eine Länge von 370 m aus. Unzählige Apophysen setzen ins Nebengestein über und keilen rasch wieder aus. Die mächtigeren Ausläufer lösen dabei mehrere Meter große Gneisschollen aus dem Verband und verkippen und rotieren sie. Feinste Adern blättern die "s"-Flächen der Cordierit-Gneise auf und dringen akkordant zwischen die Zeilen ein.

Gängchen gleicher Streichrichtung finden sich am Weganschnitt südlich Krandorf. Sie gehören mit dem oben genannten Vorkommen zu einem Zug, der sich durch Lesesteine noch am Beginn des Dürrbrunn-Grabens, westlich der Grube Max, nachweisen läßt.

## 6. Die Pegmatite

Ein grobkörniger Pegmatit unbestimmter Mächtigkeit war kurzfristig am Fahrweg von der Grube Max nach Mitterauerbach im Cordierit-Gneis aufgeschlossen. Er streicht ca. N 140 E. Die Kalifeldspäte erreichen über 20 cm Länge. Sie werden von speckig glänzenden, glasig-grauen Quarzschläuchen durchspießt, die bis zu 5 cm Durchmesser anschwellen können. Muscovit hat sich auf Rissen und Spaltflächen angereichert.

## 7. Der Pfahlquarzgang

zählt zu den jüngeren Bildungen, die im Anschluß an die Granitintrusionen auf Störungszonen abgeschieden wurden. Im Kulm bei Hohenirlach handelt es sich um die letzten Ausläufer des Pfahles an seinem NW-Ende. Er bildet die Grenze des Kristallins gegen die südwestlich vorgelagerte Bodenwöhrer Bucht.

Südlich Hohenirlach ist er in einem offengelassenen Bruch aufgeschlossen. Der Gang ist hier ca. 100 m mächtig und überragt die Umgebung um 30 m. Er streicht N 135 E.

Im allgemeinen lassen sich auf den Bayerischen Pfahl mindestens drei verschiedene Quarzgenerationen unterscheiden: 1. weißer Quarz I, 2. roter Quarz II,

3. **weißer Quarz III.** Bei Hohenirlach tritt nur ein gelblich-weißer Quarz auf. Er ist sehr feinkörnig ausgebildet. Sekundäre Kluftbeschläge von Roteisen sind selten, sie bilden aber das einzige Begleitmineral.

Zur Genese des Pfahlquarzes liegen verschiedene Ansichten vor:

Die hydrothermale Deutung (HEGEMANN 1936) gründet sich auf Quarzapophysen, die in das unmittelbare Nebengestein (Pfahlschiefer) hineinreichen, und auf das Auftreten von Bleiglanz, Uranglimmer, Zinkblende, Kupferkies, Pyrit, Arsenkies und Flußspat. Diese Feldbeobachtungen sprechen vor allem gegen eine Lateralsekretion aus angrenzendem Nebengestein.

Es konnte gezeigt werden, daß bei der Diatexit-Gneisbildung auf Bewegungs- zonen - in ca. 5-10 km Tiefe - mobilisierte Kieselsäure - unter anderen Mineralien - tektonisch ausgequetscht worden ist. Das genau pfahlparallele Streichen der Diatexit-Gneiszüge weist darauf hin, daß die Pfahlzone in ihrer ersten Anlage schon sehr alt ist (älter als die vorne behandelten Granite). Für eine Hauptstörung wie die Pfahllinie darf angenommen werden, daß sie in vergleichbare Tiefen reicht und dort ähnliche Bedingungen gegeben sind wie bei der Diatexit-Gneisbildung. Nach einer Durchgasung der tiefen Teile der Pfahlstörung können sich die Erz- und flußspatführenden, leichtflüchtigen Bestandteile mit der mechanisch abgepreßten Kieselsäure bei gemeinsamem Lösungsaufstieg verbunden haben. Die mächtigen Spaltenfüllungen mit Quarz auf der Pfahlverwerfung mögen so wenigstens teilweise aus großer Tiefe derselben Bewegungszone ausgepreßt worden sein. Daraus folgt, daß der Pfahlquarz dann nicht rein hydrothermalen Entstehung im Sinne einer quantitativen, magmatischen Herleitung aller Mineralien ist.

Über das Alter des Pfahlquarzes ist in meinem Arbeitsgebiet keine Aussage möglich. Man kann nur angeben, daß die Pfahlquarze insgesamt jünger sind als "die" Hauptstörungsphase auf dieser Zone. Die Quarzfällung ist selbst mehraktig. Sie scheint aber bereits vor der Oberkreide abgeschlossen gewesen zu sein; Es gibt keine Quarzpfähle in der Oberkreide. Schwespat- und Flußspatgängen treten im Perm auf und durchsetzen auch noch den Burgsandstein des oberen Buntsandsteins bei Wendelstein (südlich Nürnberg). Die Quarzabscheidung hat daher wohl vom Perm bis in die Trias stattgefunden. +)

### III. Die Mylonitonen

Von der Bezeichnung Pfahlschieferzone wurde Abstand genommen, da das Gestein innerhalb dieser Zone verschieden stark durchbewegt wurde. Ultramylonite (Mylonite einer jüngeren Beanspruchung) nehmen nur einen geringen Anteil ein.

---

+) Die Mineralgänge sind durch den Bergbau gut erschlossen. Dadurch ergaben sich zahlreiche Beobachtungen und Ergebnisse. Ich verweise auf ihre gesonderte Beschreibung im Anhang.

Zum großen Teil ist das Ausgangsgestein trotz der starken, mylonitischen Überprägung noch deutlich erkennbar. Echte "Pfahlschiefer" mit Parallelgefüge fehlen.

Das Kartierungsgebiet wird von zwei N 115 E streichenden Mylonitzonen in pfahlparallele, relativ geschonte Kristallinblätter unterteilt. Die Grenzen sind scharf. Eine dritte Mylonitzone wurde durch den Auer-Bach ausgeräumt und zu einem breiten, tief eingeschnittenen Tal ausgeweitet, das im Mittel N 135 E streicht. Die Störungszonen erreichen zwischen 100 und 500 m Mächtigkeit und durchschneiden diskordant die vorgegebenen Gesteinsgrenzen.

Die nordöstlich gelegene Mylonitzone zweigt bei der Ram-Mühle westnordwestlich Demeldorf von der Störung des Auer-Bachtales ab und bildet im NW den NE-Rand des Weidinger Beckens. Die südwestliche Zone erreicht das Kartierungsgebiet südlich des Hammerberges, gabelt sich dann in zwei Teilstränge, die Kemnath im NE und SW umfassen und sich 1 km nordwestlich des Ortes wieder vereinigen. Diese Störungszone bildet den SW-Rand des Weidinger Beckens.

### 1. Die mylonitisierten, "grobkörnigen Granite"

sind nach ihrem Gefüge den Winzergraniten gleichzustellen. Sie treten südlich des Hammerberges und nordwestlich Kemnath auf. Das Handstück zeigt in einer graugrünen, feinkörnigen Grundmasse kataklastische Feldspäte, die bis 0,8 cm Längserstreckung erreichen können. Die Grundmasse ist homogen und dringt auf Rissen in die Feldspäte ein. Im Mineralbestand fehlt Biotit gegenüber dem frischen Ausgangsmaterial: Die kataklastischen Groß-Kalifeldspäte sind stets frisch. Die Grundmasse besteht vorwiegend aus Plagioklas (vollständig serizitisierte Bruchstücke mit der morphologischen Längsachse parallel den Scherbahnen eingeregelt), Quarz (stets rekristallisiert) und Chlorit (in Risse eingepreßt und um die Feldspäte herumgeschmiert). Zirkon, Apatit, Erz, Muscovit, Hydroglimmer sind Nebenbestandteile.

### 2. Die Ultramylonite

sind hauptsächlich bei Kemnath verbreitet. Bei Wundsheim treten sie im Wechsel mit Gneis auf und wurden dort zu einer Mylonitzone zusammengefaßt. Im frischen Zustand sind sie schmutzig grün bis schwarz gefärbt; sie verwittern weißlich bis bräunlich. Die Zähigkeit des Gesteins ist durch die gleichmäßig feinkörnige Struktur bedingt. Das Gefüge ist noch stärker zermahlen (bis auf 1/1000 mm Korndurchmesser) als bei den anderen Myloniten. Auch Relikte sind spärlicher. Mineralbestand: Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Zirkon, Apatit, Erz, Chlorit, Calcit, Muscovit.

### 3. Die stark beanspruchten, "feinkörnigen Granite"

finden sich an zwei Schnittpunkten der nordöstlichen Mylonitzone mit "feinkörnigen Granit"-Gängen: Südwestlich der Höhe P 502 m (südlich der Grube Max) und in der Umgebung der Höhe P 404 m (nördlich Weiding). Ausgedünnte Plagioklase und frische Biotitschuppen prägen ein straffes "s"-Gefüge. Im Gegensatz zu den übrigen Myloniten sind die Biotite nicht chloritisiert worden. Sie blieben als Relikte auf Grund des feinkörnigen Gefüges des Ausgangsmaterials erhalten. Die Durchschnittskorngröße beträgt ca. 0,1 mm, nur wenige Feldspäte erreichen bis 2 mm Durchmesser. Mineralbestand: Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Zirkon, Apatit, Chlorit, Muscovit.

Einschaltungen in den stark beanspruchten, "feinkörnigen Graniten": Stengelige, basische Schollen (Maximale Größe 5 cm x 20 cm) und - vorbehaltlich genauerer Untersuchungen - ein "Kristallgranit" von ca. 6 m Ausdehnung (r. <sup>45</sup>17 790, h. <sup>54</sup>70 740). Sie sind ebenfalls von mechanischer Beanspruchung erfaßt worden (undulöse Auslöschung, Biegegleitfaltung, Kornzertrümmerung, Rekristallisationsgewebe). Biotit ist - im Gegensatz zu den vorigen Myloniten - zum Teil erhalten geblieben.

Den Mineralbestand der basischen Schollen ergeben: Biotit, Andalusit, Sillimanit, Muscovit.

Mineralbestand des "Kristallgranits": Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat, Quarz, Zirkon, Apatit, Chlorit, Muscovit. Die geschonten Groß-Kalifeldspäte enthalten ein klares Anlagerungsgefüge, dessen Komponenten (Biotit, Plagioklas) keine Durchbewegung mitgemacht hatten, bevor sie vom Kalifeldspat eingeschlossen wurden.

### Die Sedimentbedeckung (ab Perm)

Es lag nicht in der Zielsetzung der vorliegenden Arbeit, die noch in das Kartierungsgebiet hineinreichende, sedimentäre Bedeckung eingehender zu berücksichtigen. Aus diesem Grund unterblieb ihre Eintragung in die geologische Karte. Deshalb soll im folgenden nur ein kurzer Abriß der geologischen Geschichte des Gebietes seit dem Perm gegeben werden. Über die bestehende Literatur sowie nähere Einzelheiten wird in Kürze Herr cand. geol. R. MARCZINSKI berichten, dessen Untersuchungen hier nicht vorgegriffen werden soll.

Perm und Permotrias liegen heute in mächtigerer Ausbildung bei Weiden (Bohrung Röthenbach, ca. 1500 m), geringer mächtig bei Schmidgaden (U- und O-Rotliegend, ? m), am Nordrand der Bodenwöhrer Bucht (Permotrias, 220 m), bei Nittenau (Permotrias 20-30 m) und Donaustauf (U-Rotliegend, ? m) vor. In

der paläogeographischen Ausdeutung gehen die Meinungen auseinander: Entweder es haben einzelne Tröge vorgelegen, oder ein zusammenhängender N-S - Trog ist bei der Hebung zergliedert worden. Ein weites, flächenmäßiges Übergreifen des Perms und der Permotrias liegt im Bereich des Möglichen.

Während der gesamten Trias herrschte Abtragung mit limnisch-fluviatiler Sedimentation und einer kurzen, litoral-marinen Einschaltung im Muschelkalk.

Im Jura griff eine zunehmend marine Transgression weiter über den kristallinen Untergrund hinweg. Der Höhepunkt der marinen Verbreitung lag im Malm.

In der Unterkreide erfolgte eine stärkere Regression. Dabei kam es zu einer weitgehenden Abtragung mindestens der gesamten, vorliegenden Sedimenthülle. Das Cenoman konnte dann wieder über die kristalline Basis transgredieren. Gegen Ende der Oberkreide wich das Meer zurück und hinterließ im wesentlichen die heutigen Landformen. Die bestehenden Senken füllten sich mit limnisch-fluviatilen Sedimenten.

Das Tertiär griff im Obermiozän von der Bodenwöhrer Bucht durch die Pforte bei Hohenirlach weit in das Weidinger Becken ein. Dabei kam es neben der Ablagerung von Sanden und Tonen zu ausgedehnten Braunkohlenbildungen. Die limnischen Sedimente transgredierten ebenfalls in die tief eingeschnittenen Furchen des nach SW abbrechenden Kristallins. Pliozäne Quarzrestschotter treten an den Hängen des Weidinger Beckens ganz vereinzelt bis in 420 m Höhe auf.

Das Quartär fand sich nur in alluvialen Bachfüllungen und in tief verwitterten Schuttfächern an den Flanken der Höhenrücken. Auf dem Tertiärton bildeten sich im Quartär ausgedehnte Vermoorungen.

#### IV. Die Tektonik

Zunächst sollen die tektonischen Einzelheiten in der Grube Max und übertage besprochen werden. Anschließend wird versucht, diese Beobachtungen auf die Baugeschichte des Kartierungsgebietes anzuwenden.

Bei der Grubenkartierung ließen sich durch die weitläufigen, zusammenhängenden Aufschlüsse tektonische Einzelheiten über größere Strecken verfolgen und gaben so eine bessere Grundlage für eine Deutung als das an der Oberfläche der Fall ist.

Die ältesten, makroskopisch erfaßbaren Gefügeelemente sind die Schieferungsflächen und die Faltenachsen der Gneise. Ihre "s"-Flächenpole bilden im NE-Quadranten eine herzynisch gestreckte Zone aus. Die "s"-Flächen fallen überwiegend 40-60° SW und streichen im Mittel um N 150 E.

Diesem Gneis-"s" stehen zwei verschiedene B-Achsen gegenüber. Die NE gerichteten Achsen belegen den medianen Großkreis. Sie Streichen im Mittel N 55 E und tauchen zwischen 50 und 90° SW. Fast senkrecht dazu verläuft eine scharf ausgeprägte, herzynische Achsenrichtung N 135 E. Ihr Maximum taucht 25° SE. Untergeordnet treten NW-tauchende Achsen auf.

Der  $\pi$ -Pol des "s"-Flächendiagramms (Streichen N 240 E, Tauchen 60 SW) fällt in das gestreckte, erzgebirgische B-Achsenmaximum. Demnach entspricht die Verteilung der "s"-Flächen einer NE verlaufenden B-Achse. Die untergeordnete Ausweitung der "s"-Flächenpole nach E und SW deutet jedoch ebenfalls die Beteiligung herzynischer Achsen bei der Formung des Gneis-"s" an.

Die Zahl der B-Achsenmessungen ist zu gering, um über ihre gegenseitige Altersstellung eine Aussage zu treffen, oder zu entscheiden, welche B-Achse den "s"-Flächen zuzuordnen ist. Es soll darum versucht werden, ob sich die wenigen Daten in den im Nachbargebiet vorgezeichneten Bauplan einfügen lassen.

Nach BADER (1957) streichen die "s"-Flächen im Raume Neunburg v. W. NW-SE und fallen mit gleicher Häufigkeit steil (60-70°) nach NE und SW ein, "ein Zeichen dafür, daß Sättel und Mulden auftreten". Sie sind um eine herzynische Achse gefaltet, die 20-30° SE taucht. "Ältere, erzgebirgische Achsen wurden bei der Faltung um die herzynische Achse herumgewickelt und tauchen jetzt nach SW und NE ein".

Im Bereich der Grube Max ist dieselbe herzynische B-Achse mit flachem SE-Tauchen betont ausgebildet. Ordnet man die "s"-Flächen dem herzynischen "B" zu, so kann man sie als E-Flügel einer Großmulde deuten, was für den kleinen Raum der Grube Max durchaus vertretbar ist. Das unterschiedliche Eintauchen der erzgebirgischen B-Achsen (50-90° SW) bei gleichbleibender Streichrichtung könnte dann eine Verbiegung um die herzynische Achse darstellen. Diese Lösung würde sich dem regionalen Rahmen gut einpassen.

Auch das mikroskopische Gefüge der Hornblende-Gneise spricht für diese Deutung. Es gibt einen Hinweis auf den vermutlichen Ablauf der Gesteinsprägung.

Die Hornblende-Gneise sind nur um eine NE-streichende B-Achse gefaltet worden, die dem älteren Formungsplan (Orogenese I) angehört.

Darauf folgte die Orogenese II: Die Hornblende-Gneiskörper wirkten als kompetente Lagen. Sie erfuhren eine Kataklyse, die auch an den Granatkörnern in den Cordierit-Gneisen nachweisbar ist. Die inkompetenten Gesteinspartien reagierten auf die Scherbeanspruchung mit einer lebhaften Biegegleitfaltung. Enge Sillimanit-Kleinfalten im Cordierit östlich des Arbeitsgebietes zeigen an, daß die Orogenese II als alpinotype Faltung gewirkt hat. Sie erfolgte im Arbeitsgebiet um herzynische Achsen.

Noch während der an Stärke abnehmenden Durchbewegung überschreitet eine Anatexis ihren Höhepunkt. Von den freigesetzten Mobilisaten wurden die Metatekte I und die Cordierit-Fleckenaploide noch von den letzten Ausläufern der Faltung erfaßt. Die Cordierit-Fleckenaploide durchschwärmen in großer Zahl den Grubenbereich und weisen dieses Gebiet als alte Schwächezone nach. Die jüngeren Metatekte wurden dagegen nicht mehr verformt.

Mit der langsamen Heraushebung und Abnahme der Temperaturen wird das Gneisgebirge entlang NW-SE verlaufenden Bewegungszonen zerlegt. Eine Bewegungszone begrenzt die von den Cordierit-Fleckenaploiden durchsiebten Cordierit-Gneise der Grube Max nach SW und macht die fortdauernde Labilität dieses Gebirgstalles sichtbar. Die Streichrichtung des Störungszuges N 125 E stellt die erste Anlage der Pfahlrichtung im Oberpfälzer Grundgebirge dar. Auf diesen Bewegungszonen entstanden durch Umschmelzung in 5-10 km Tiefe die Diatexit-Gneise. Ihr neues Gefüge schneidet den vorgegebenen Bauplan der Cordierit-Gneise und der quarzitischen Gneise spitzwinklig ab und löscht das alte Gefüge dieser Gesteine aus. Nur die Hornblende-Gneisschollen in den Diatexit-Gneisen werden von diesen Vorgängen nicht berührt.

Für den weiteren Ablauf der Tektonik in der Grube war die mechanische Festigkeit der Gesteine von Bedeutung: Diatexit-Gneis und quarzitischer Gneis haben keine zusammenhängenden Schieferungsflächen, die als gleitholde Lagen dienen konnten. Beide Gneise stellen starre Körper dar, die im mobileren Cordierit-Gneis eingelagert waren. Der Diatexit-Gneis bildete ein festes Widerlager im SW, der quarzitische Gneis im NE. Zwischen beiden war eine ca. 125 m mächtige Cordierit-Gneiszone eingezwängt. Bei der Beanspruchung fanden die Kräfte immer an den inkompetenten Lagen des Cordierit-Gneises ihre Auslösung. Er glied die von den widerstandsfähigen Körpern auf ihn übertragenen Spannungen durch Scherflächenbildung aus.

Die permische, germanotype Bruchtektonik griff wieder an dieser alten Schwächezone an. Zwischen den durch die Cordierit-Fleckenaploide konsolidierten Partien gab ein inkompetenter Cordierit-Gneiszug als erster den Spannungen nach und erfuhr eine Mylonitisierung zwischen 0,5 und 3 m Breite. Mit dem Auftreten von Zerrungen begann auf dieser Zone die Abscheidung des Flußspates von Gang 2. Verquarzter Gneismylonit und in den Gangraum eingelagerte Nebengesteinsbrekzien zeigen das Andauern der Bewegungen auch während der Mineralisation an. Die Störungen und Gangspalten haben zu prä-, para- und postmineralischen Versetzungen verschiedener Richtungen gedient, was eine Deutung der Gangmechanik und der Altersbeziehungen sehr erschwert.

Im folgenden sind die statistisch ermittelten Hauptmaxima der einzelnen

Gefügeelemente zusammengestellt: +)

|          |                                                             |               |
|----------|-------------------------------------------------------------|---------------|
| Abb. 25: | Störungen über 1 cm Lettenbesteg                            | N 140 E/60 SW |
| Abb. 26: | Störungen unter 1 cm Lettenbesteg                           | N 145 E/75 SW |
|          | Scherflächen ohne Lettenbesteg:                             |               |
| Abb. 27: | Südwestlich von Gang 2                                      | N 120 E/80 NE |
| Abb. 28: | Zwischen Gang 2 im SW und der Hauptverwerfung im NE         | N 110 E/70 NE |
| Abb. 35: | Nordöstlich der Hauptverwerfung Klüfte:                     | N 60 E/90     |
| Abb. 23: | Südwestlich von Gang 2                                      | N 160 E/80 SW |
| Abb. 34: | Zwischen Gang 2 im SW und der Hauptverwerfung im NE         | N 20 E/80 NW  |
| Abb. 24: | Nordöstlich der Hauptverwerfung                             | N 160 E/70 SW |
| Abb. 33: | Aplitgranitklüftung                                         | N 75 E/80 NW  |
| Abb. 29: | Flußspattrümer                                              | N 165 E/75 NE |
|          |                                                             | N 135 E/60 NE |
|          |                                                             | N 125 E/75 NE |
| Abb. 30: | Quarztrümer                                                 | N 160 E/90    |
|          |                                                             | N 140 E/65 NE |
|          |                                                             | N 110 E/70 NE |
| Abb. 31: | Kalkspattrümer                                              | N 130 E/20 SW |
|          |                                                             | N 130 E/60 SW |
| Abb. 32: | Sammeldiagramm aller Quarz-,<br>Flußpat- und Kalkspattrümer |               |
|          | zwischen                                                    | N 120 E/70 NE |
|          | und                                                         | N 160 E/90    |

Eine vergleichende Zusammenfassung dieser statistischen Ergebnisse zu einer Aussage über den Verlauf und das Alter der verschiedenen tektonischen Einheiten kann mit Hilfe der Mineralisation getroffen werden.

Vor einer Deutung soll zunächst eine beschreibende Auswertung der Abb. 23-35 gegeben werden. Sie wird - soweit möglich - nach der Altersfolge vorgenommen.

Zu den älteren Strukturen dürfte die Hauptgneisklüftung N 160 E, F. 70-80 SW südwestlich von Gang 2 (Abb. 23) und nordöstlich der Hauptverwerfung (Abb. 24) zählen. In der Abb. 23 ist das 3%-Hauptmaximum sehr betont ausgebildet. Die umgebende 2%-Fläche tritt über den peripheren Großkreis in den SW-Quadranten über und umschließt hier ein gerundetes Nebenmaximum. Diese Klüfte streichen

+) Die Abbildungsnummern beziehen sich auf BOSSE 1959.

N 150 E und fallen 70 NE. Die Flächenpole mittlerer Belegungsdichte bilden bei 60-90° Tauchen einen randlichen Gürtel. Das Zentrum ist unterbelegt. - Die Abb. 24 zeigt ein starkes Maximum mit > 4%, das auf den NE-Quadranten beschränkt ist und sich mit > 3% nach NW ausweitet. Der übrige Teil des Diagramms ist ähnlich ausgebildet wie in Abb. 23 bis auf das Untermaximum fast söhliger Klüfte, das auf einem deutlichen NE-SW-Gürtel liegt. Die SE-fallenden Flächen fallen steiler als in Abb. 23.

Die Abb. 25 und 26 der Scherflächen mit Lettenbesteg weisen im allgemeinen das gleiche Bild mit NW-SE verlaufenden Flächen auf. Streichen und Fallen weichen im Mittel auf N 140-145 E, Fallen 60-75 SW ab. Durch die geringe Zahl der Messungen in der Abb. 25 tritt die Unterbelegung besonders stark hervor. In geringerem Maße häufen sich in der Abb. 26 Scherflächen um N 120 E, F. 80 SW zu einem Feld vergrößerter Belegungsdichte. In der Abb. 27 und 28 finden wir zwar auch einen Kreis steil stehender Flächen, die meisten fallen jedoch bei N 110-120 E Streichen mit 70-80° nach NE ein. Die Scherflächen in dieser Richtung treten neu hinzu.

Wie aus der Grubenkartierung hervorgeht, wurden die Richtungen, die als prämineralisch bei der Erläuterung der Abb. 23 - 28 zusammen beschrieben worden sind, von der Mineralisation erfaßt.

Der Mineralabsatz erfolgte nicht auf einer geraden Gangspalte, der größte Teil des Flußspates schied sich vielmehr auf gegeneinander versetzten Spalten "normal herzynischer" Lage (140-145°) +) ab. Zur Verbindung dieser Parallelspalten benutzten die mineralbringenden Lösungen bei einer Staffelung nach NE die "steil herzynische" Klüftung der Gneise (N 160 E), bei einer Staffelung in NW-Richtung folgten sie dem "flach herzynischen" Scherflächensystem (N 120 E). Dadurch ergibt sich der anscheinend unregelmäßig gewundene Verlauf der beiden Flußspatgänge.

Das Streichen der Flußspat- und Quarztrümer (Abb. 29 und 30) legt sich an diese drei Gangrichtungen an. Die Trümer fallen durchweg steil nach NE ein. Während die bei N 110-125 E und bei N 160-165 E gehäuften Flächen bereits durch Scherflächen ohne Lettenbesteg (Abb. 27 und 28) bzw. die Gneisklüftung (Abb. 23 und 24) vorgezeichnet sind, wurden Fiederspalten N 135-140 E erst zur Zeit der Mineralisation geöffnet. Der ziemlich feste Mineralinhalt beweist, daß die NE-fallenden Trümer von späteren Bewegungen nicht mehr betroffen wurden.

Die Hauptverwerfung im NE (N 120 E, F. 80 SW) ist nach der Flußspat-Mineralisation entstanden und schert den Gang 2 ab. Diese Richtung weicht nicht wesentlich von den ebenfalls postflußspatischen Kalkspattrümmern ab. Aus der Lage

---

+) "flach herzynisch" = N 105-125 E, "normal herzynisch" = N 125-145 E,  
"steil herzynisch" = N 145-165 E.

ihrer Maxima (N 130 E, F. 40 bzw. 60 SW) geht hervor, daß der Kalkspat auf neugeschaffenen Klüften abgeschieden wurde (Abb. 31).

Aus dem Sammeldiagramm aller Quarz-, Flußspat- und Kalkspattrümer (Abb. 32) ergibt sich, daß die einzelnen Mineraltrümer zwar im wesentlichen gleiches Streichen bevorzugen, die Kalkspattrümer jedoch erheblich flacher liegen. Bemerkenswert ist auch die zunehmende Aufrichtung der Flächen von N 120 E, F. 70 NE nach N 160 E, F. saiger von den Quarztrümmern zu den mit Flußspat mineralisierten Klüften.

Die Klüftung im Aplitgranit, die Gneisklüftung zwischen Gang 2 im SW und der Hauptverwerfung im NE sowie die Scherflächen ohne Lettenbesteg im NE weisen nach Abb. 33, 34 und 35 neue Maxima auf. Diese Flächen waren wohl während der Mineralzufuhr geschlossen, können aber auch jung sein, da sie von der Mineralisation nicht mehr benutzt wurden. Sie streichen N 75 E, F. 80 NW, N 20 E, F. 80 NW und N 60 E, F. saiger. Besonders bei der Gneisklüftung und der im Aplitgranit finden wir aber auch die älteren Richtungen als Untermaxima wieder. Die unterbelegte, NE-SW streichende Zone in der Abb. 34 läßt sich dadurch erklären, daß Flächen dieser Pollage von der Mineralisation erfaßt wurden und somit nicht in die Darstellung eingingen.

Betrachtet man die Ergebnisse der Abb. 23-35 im Zusammenhang, so läßt sich folgende Deutung aufstellen:

Die einheitlich streichenden Scherflächen mit Lettenbesteg (N 140-145 E, F. 60-75 SW) zerlegen als Hauptbewegungsflächen den Gesteinsverband in zahlreiche, parallele Gleitbretter. Auf Harnischen mit 55-90° Eintauchen nach NW wurde die jeweilige SW-Scholle nach W abgeschoben. Diesen Bewegungssinn unterstreichen die jüngeren, NE-fallenden Klüfte und Scherflächen (vgl. Abb. 23, 24, 27, 28, 34).

In der Oberpfalz zeigt die Pfahlrandzone im allgemeinen zwei Hauptbewegungsrichtungen: einmal parallel dem Hauptpfahl mit N 120 E, zum anderen parallel den Nebenpfählen mit N 140 E. Im Gebiet der Grube Max ist die Nebenpfahlrichtung stärker ausgeprägt (Abb. 25 und 26). Ihr sind symmetrisch Begleitklüfte zugeordnet (N 160 E und N 120 E). Die Hauptpfahlrichtung ist hier schwächer ausgebildet. Es kam zur Bildung von Klüften und Scherflächen ohne Lettenbesteg (Abb. 27 und 28). Als reine Begleitklüfte zum Nebenpfahl weisen die N 160 E streichenden Flächen sehr untergeordnete Bewegungsstärken auf (vgl. Abb. 27 und 28). Am Ende dieses einheitlichen, tektonischen Vorganges lag die Flußspat- und Quarz-Mineralisation.

Anschließend wurde durch starke Abschiebungen nach W die Bruchschollenbildung neu belebt. Dabei trat die Hauptpfahlrichtung mit Kalkspattrümmern und

der Hauptverwerfung in den Vordergrund. Der Kalkspat wurde auf SW-fallenden Zerrklüften vorwiegend im Diatexit-Gneis abgeschieden und bildete bis 15 cm starke Trümer.

Der Cordierit-Gneis glich die Bewegungen auf den vorhandenen Scherflächen aus. Die Beanspruchung war so stark, daß die Zufuhrspalten der Flußspatgänge geschlossen wurden und Kalkspat nicht mehr eindringen konnte. Dadurch gelangten die Karbonat-reichen Lösungen nur in die geöffneten Klüfte der härteren Gesteine der Umgebung. Diese Zerrung wirkte auf den quarzitischen Gneis nicht so stark, denn dort bildete Kalkspat nur Mineralbeschläge auf den Klüften aus. Noch während der Kalkspat-Mineralisation griffen im Cordierit-Gneis in der 130°-Richtung - parallel den SW-fallenden Calcitrümmern der angrenzenden Gneise - Scherbewegungen an. Sie rissen zwei bis vier cm lange, NE-fallende Fiederspalten auf, die ebenfalls mit  $\text{CaCO}_3$  gefüllt wurden.

Die nicht mineralisierten Klüfte und Scherflächen lassen sich aus dem Grubenbereich allein nicht deuten. Sie können erst im Zusammenhang mit der Oberflächentektonik behandelt werden.

Außerhalb der Grube Max finden wir ein tektonisches Bild vor, das auf den ersten Blick schwer zu entwirren ist. Es scheint eine Vergitterung verschiedener Bewegungsrichtungen vorzuliegen, die in Zeit und Raum differenzierte Beanspruchungen nachweisen.

Die Gneistektonik wurde bereits bei der Beschreibung der Untertage-Aufschlüsse erwähnt. An der Oberfläche hält die N 125 E - Richtung der Diatexit-Gneise nach NW hin aus. Im SE liegt ein Streichen von N 140 E vor. Die Verbindungslinie der Hornblende-Gneis-Punktvorkommen streicht N 120-140 E.

In den Gneisrahmen schoben sich auf Schwächezonen die Granite ein. Während die "feinkörnigen Granite" ca. WNW-ESE verlaufen, zeigen die "grobkörnigen Granite" zwei Streichrichtungen an: Vorherrschend ist ein N 90-105 E-Streichen. Südwestlich von Unterauerbach biegen die Gänge nach E hin allmählich bis zu N 135 E um. Der "Kristallgranit" fügt sich - ebenso wie der jüngere Aplitgranit und die Pegmatite - in dieses Bild ein.

Der Pfahlquarzgang streicht N 135 E und weicht damit von der Richtung N 125 E in der weiteren Umgebung ab.

Die hydrothermalen Flußspat-, Quarz- und Schwerspatgänge durchschneiden mit NW-SE-Streichen Granite und Gneise. Lediglich nach NW zu schwenken sie auf N 100 E um.

Die Pfahlmylonite streichen im Gegensatz zu den besprochenen Strukturen ohne Richtungsänderung N 125 E parallel der Randverwerfung. Die Bewegungen

wirkten sich mit verschiedenen Stärken aus, so daß die Mächtigkeit der Mylonit-zonen schwankt.

Die Zusammenschau der Ergebnisse der tektonischen Untersuchungen über- und untertage läßt vier tektonische Hauptereignisse erkennen:

1. Während der Orogenese I mit erzgebirgisch streichenden Faltenachsen und der Orogenese II mit herzynischen Achsen erhielten die Gneise ihr inneres Gefüge.

2. Die Analge des spät- bis postvaristichen Magmatismus und seiner Nach-läufer gibt uns einen Anhaltspunkt über die damals herrschenden tektonischen Ver-hältnisse. Es lagen gleichzeitig zwei verschiedene Störungssysteme vor: im E und SE mit N 140 E die steilere, im N und NW mit N 100 E die flachere Richtung. Die "normal herzynische" Tektonik weitete sich im Laufe der Zeit nach NW aus. Da das bearbeitete Gebiet in der Übergangszone dieser beiden Störungssysteme liegt (die Richtungen gehen allmählich ineinander über), läßt sich an dem Weiterwan-dern der Umbiegungsstelle nach N eine Unterdrückung der flachen Richtung fest-stellen. Die Intrusiva gehören noch deutlich dem flachen System an, während zur Zeit der hydrothermalen Gänge die "normal herzynische" Richtung schon den größeren Teil des Kartierungsgebietes beherrschte.

3. Nach der Granitförderung kam es zu einer starken Bruchtektonik. Bei den Hauptbewegungen entlang der Pfahlrandverwerfung senkte sich die SW-Scholle relativ ab. Die Gesteinsserie nordöstlich des Pfahles wurde an steil SW-fallenden Bewegungsflächen nachgerissen. Die Mineralisation der Flußspatzgänge beweist, daß die Bewegungen ruckartig erfolgten. Nach der Flußspatzufuhr und mit dem Anhalten der Absenkungen konzentrierten sich die Ausgleichsbewegungen ver-stärkt auf eine pfahlparallele Zone. Es kam zur Ausbildung breiter Mylonitbänder, die im Arbeitsgebiet vom Pfahl abgetrennt und in verschiedene Zonen aufgelöst sind.

In diesem Zusammenhang muß hier noch kurz auf die Pfahltektonik eingegan-gen werden. Die Frage, ob die Pfahlverwerfung nach NE oder SW einfällt, ist schon vielfach besprochen und im allgemeinen dahin beantwortet worden, daß NE-Fallen anzunehmen sei. In meinem Arbeitsgebiet komme ich auf Grund der Beobachtungen in der Grube Max zur gegenteiligen Ansicht: Die angefahrenen Störungen fallen in ihrem Maximum mittelsteil (60-75°) nach SW ein. Die je-weilige SW-Scholle wurde nach W zur Teufe hin abgeschoben. NE-fallende Fiederklüfte versetzen im gleichen Bewegungssinne Flußspatrümer, die nach SW fallen. Eine NE-fallende Pfahlverwerfung mit der vorliegenden Intensität müßte sich bei der geringen Entfernung in den Scherflächendiagrammen der Grube Max erheblich stärker auswirken. Die Annahme, daß Kristallin sei auf dieser "NE-fallenden Pfahlverwerfung" über die Sedimente überschoben worden, wider-spricht außerdem der beobachteten Gangmechanik in der Grube Max. Weiterhin

haben Neubegutungen im südöstlichen Nachbargebiet nach freundlicher, mündlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. G. FISCHER gezeigt, daß die Schichtung der Rotliegend-Arkosen von Pingarten entgegen der bisherigen Auffassung mittelsteil nach SW (!) einfällt (verlässener Steinbruch bei Pingarten; Streichen der Rotliegend-Arkosen: N 150-155 E, Fallen 45 SW. Ziegelei beim Bahnhof Erzhäuser; Rotliegend-Schichtung: Streichen N 40 E, Fallen 50 NW, verkippte Scholle). Die Schichten sind also nicht überkippt. Im nordwestlich anschließenden Bereich des Nabburg-Wölsendorfer Flußspatreviers fanden RIEDEL (1952) und ZIEHR (1954) vorwiegend SW-fallende Flußspatgänge. Ein weiterer Teil fällt nach NE ein, der von ihnen als Fiederspaltendeutet wurde (RIEDEL 1952, "Haupt- und Nebengänge", S. 86; ferner S. 53, 56, 63; ZIEHR 1954, S. 30). Die genannten Beobachtungen stehen der bisher gültigen Auffassung von einem NE-Fallen des Pfahles entgegen. Die Ergebnisse aus dem engeren Kartierungsgebiet können also sowohl nach NW bis ungefähr nach Schmidgaden als auch nach SE bis Pingarten übertragen werden, so daß der Pfahl im angeführten Bereich auf eine Länge von ca. 20 km eine Abschiebung nach SW darstellt.

4. Als letztem tektonischem Hauptereignis kam es zu einer Schollenverkipfung nach NW zwischen den Mylonitzonen als Gleitflächen. Dabei entstand die Weidinger Senke, die im NW in die Senke von Trisching-Schmidgaden übergeht. Die allgemeine Absenkung nach NW zerteilte die pfahlparallelen Bruchschollen durch SW-NE streichende Zerrklüfte, auf denen dann auch Abschiebungen stattfanden. Diese Richtung läßt sich sowohl in der Grube als auch übertage (Durchbruchspforte bei Hohenirlach, Abbruch des Kristallins westlich Altalter zur Schwarzach) nachweisen.

Mit dieser Deutung ist es möglich, die anscheinend so widersprechenden Ergebnisse der Gruben- und der Oberflächentektonik in Einklang zu bringen.

## Zusammenfassung und Ergebnisse

Die aus der Kartierung zwischen Altfalter und Wundsheim (Blatt Wackersdorf 1 : 25 000) hervorgegangenen geologischen Einheiten wurden beschrieben und auf ihre Genese untersucht:

Cordierit-Plagioklas-Metablastitgneise, quarzitisches Plagioklas-Biotit-Gneise und Kalksilikatfelse stellen die ältesten Gesteine im Gebiet dar. Es handelt sich um katazonal-metamorphe Paragesteine, die teilweise anatektisch überprägt wurden. Ausgangsmaterial waren tonige Sedimente mit sandigen und mergeligen Einschaltungen. Eine Orogenese I schuf aus den tonigen Ablagerungen Glimmerschiefer, aus eingelagerten Diabasen die heute als Hornblende-Gneise vorliegenden Gesteine. Sie wurden dabei gemeinsam um erzgebirgisch streichende Faltenachsen verformt. Bei einer jüngeren Faltung (Orogenese II) wurden die kompetenten Gesteine um B-Achsen mit herzynischem Streichen verfaltet. Die inkompetenten Hornblende-Gneiskörper erfuhren eine Kataklase. Eine para- bis postorogene Anatexis formte weiterhin aus Glimmerschiefern die Cordierit-Gneise. Durch metamorphe Differentiation entstanden paratektonisch die älteren Metatekte. Gegen Ende der letzten Faltung drangen die Cordierit-Fleckenaploide in tektonisch vorgezeichnete Strukturen ein. Die jüngeren Metatekte kristallisierten posttektonisch. Die Diatexit-Gneiszüge stellen ehemalige Bewegungszonen dar, in denen der vorgegebene Stoffbestand während der Umkristallisation verändert wurde.

In deutlichem Abstand von der Anatexis drangen postorogenetisch die spätvaristischen Intrusiva auf Schwächezonen in den verfalteten Gneisrahmen ein. Nach Mineralbestand und geologischem Verband ergibt sich eine Altersfolge von "feinkörnigem Granit" über "grobkörnigen Granit" ("Kristallgranit") und Aplitgranit zu Apliten und Pegmatiten. Den Abschluß bildete die hydrothermale Ganggefugschaft mit einem großen Teil des Pfahlquarzes sowie Flußspat und Schwerspat.

Nach der Granitförderung setzte die germanotype Bruchtektonik mit der Anlage der Mylonitzonen ein. Bis auf die marinen Transgressionen im Muschelkalk, Jura und Cenoman herrschte vorwiegend Erosion. Die jüngsten Senken wurden mit tertiärem und quartärem Schutt bedeckt.

Die Zusammenschau der tektonischen Untersuchungen läßt fünf tektonische Hauptereignisse erkennen: Eine erzgebirgische und eine herzynische Orogenese, einen Magmatismus auf herzynischen Richtungen, eine hauptsächlich mesozoische Bruchtektonik sowie eine junge Bruchschollenverkipfung.

Die hydrothermale Stoffzufuhr entwickelte Quarz-, Schwerspat- und Flußspatgänge. Es konnten drei Mineralgenerationen ausgeschieden werden: Die Hauptmenge des Flußspates schied sich in geschlossener Abfolge in den ersten zwei Ge-

nerationen ab. Vorher und nachher kam Quarz zur Abscheidung. Als Ausklang der hydrothermalen Sukzessionen umfaßt die dritte Mineralgeneration Flußspat, Schwer-spat, Erze und Kalkspat. Die Kristallisation erfolgte bei sinkender Temperatur im epi- bis telethermalen Bereich aus wahrscheinlich flüssiger Phase. In der Abfolge bildet sich die fraktionierte Abdestillation der Mineralstoffe aus dem "Magma" ab.

Die Flußspatgänge benutzten prämineralisch angelegte Scherflächen. Die Mineralabscheidung wurde durch tektonische Vorgänge ausgelöst. Ruckartige Auf-weitungen schufen in vier Phasen Gänge und Fiederspaltcn. Flußspatbrekzien zeigen das Andauern der Bewegungen während der Mineralisation an. Die Zersche-rung der Gänge geht auf postmineralische Versetzungen auf pfahiparallelen Scher-flächen zurück.

Die Flußspatgänge gehören genetisch dem jungvaristischen Plutonismus an. Auf Grund von Altersuntersuchungen im übrigen Flußspatrevier hat der Flußspat ein postunterrotliegendes Alter.

Die Untersuchungen in der Grube Max und an der Oberfläche ergänzten sich bei der Auswertung der geologisch-petrographischen Begebenheiten.

# Literaturverzeichnis

- BADER, H.: Die moldanubischen Gneise und Granite im Raum von Neunburg vorm Wald. - Dipl.-Arbeit, Universität München 1957 (Maschinenschrift).  
Metamorphose und Stoffhaushalt der Gneise in der südlichen Oberpfalz. - Diss. Universität München (1959) (Maschinenschrift).
- BARTH, T.F.W., CORRENS, C.W. u. ESKOLA, P.: Die Entstehung der Gesteine. - Berlin (Springer Verlag) 1960.
- BEHREND, F. u. BERG, G.: Chemische Geologie. - Stuttgart (Enke-Verlag) 1927.
- BETECHTIN, A.G.: Lehrbuch der speziellen Mineralogie. - Berlin (VEB Verlag Technik) 1957.
- BORCHERT, H.: Zur Geochemie des Fluors. - Heidelberger Beitr., 3, 1952.
- BOSSE, H.-R.: Der Südostteil des Nabburg-Wölsendorfer Flußspatreviere zwischen Altfalter und Wundsheim. - Unveröff. Dipl.-Arbeit, Universität München 1959 (Maschinenschrift).  
Das Ausgangsmaterial der Cordierit-Plagioklas-Metablastitgneise und der Plagioklas-Biotit-Diatexit-Gneise - 1961 (Manuskript). - 1961 a -  
Zirkon-Apatit-Statistik in den Plagioklas-Biotit-Diatexit-Gneisen. - 1961 (Manuskript). - 1961 b -  
Apatit-Statistik in den Plagioklas-Biotit-Hornblende-Gneisen. - 1961 (Manuskript). - 1961 c -
- TUTTLE, O.F. u. BOWEN, N.L.: High-temperature albite and contiguous feldspars. - Journ. Geol., 58, 1950, S. 572-583. - 1950 b -
- TEUSCHER, E.O. u. BUDDE, E.: Emanationsmessungen im Nabburger Flußspatrevier. - Geologica Bavarica, 35, München 1957.
- DIMROTH, E.: Untersuchungen zum Mechanismus von Blastesis und Syntexis in Phylliten und Hornfelsen des südwestlichen Fichtelgebirges. - Unveröff. Diss. Universität München 1960 (Maschinenschrift).
- DORN, P.: Geologie der Flußspatlagerstätten der Bayerischen Ostmark. - Jber. Mitt. d. Oberrhein. Geol. Ver., N.F., 25, 1936.
- DRESCHER-KADEN, F.K.: Das Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. - Wien (Springer Verlag) 1948.

- DRUGMAN, J.: On different habits of fluorite crystals. - Min. Mag., 23, 1934.
- DÜSING, C.: Geologische und petrographische Untersuchungen auf dem Gradabteilungsblatt Oberviechtach in der südlichen Oberpfalz. - Dipl.-Arbeit Universität München 1957 (Maschinenschrift).
- " Petrographie, Chemismus und Gefüge feinkörniger Granite des Moldanubikums. - Unveröff. Diss. Universität München 1959 (Maschinenschrift).
- FISCHER, G.: Über das Grundgebirge der Bayerischen Ostmark. (Die Gneise nördlich d. Bayer. Pfahles). - Jb. Preuß. Geol. L. A., 59, 1938, Berlin 1938. - 1938 b -
- " Über das Moldanubikum der Bayerischen Oberpfalz. - Der Aufschluß, Sonderh., "Die Oberpfalz", 6, 1957, S. 7-26, Göttingen 1957.
- FLURL, M.: Beschreibung der Gebirge von Baiern und der oberen Pfalz. - München 1792.
- FORSTER, A.: Metamorphose und Tektonik im Moldanubikum der nördlichen Oberpfalz. - Unveröff. Diss., Universität München 1957 (Maschinenschrift).
- GORAI, M.: Petrological studies on plagioclase twins. - Am. Min., 36, 1951, S. 884-901, 1951.
- GÜMBEL, C. W. v.: Geognostische Beschreibung von Bayern. II. Abt. Das ost-bayerische Grenzgebirge. - Gotha 1868.
- HEGEMANN, F.: Der Bayerische Pfahl. - Chemie d. Erde, 10, 1936, S. 521-538, 1936.
- HENTSCHEL, H.: Die kalksilikatischen Bestandmassen in den Gneisen des Eulengebirges. - Tschermaks min. petr. Mitt., 55, 1943.
- HOPPE, G.: Das Erscheinungsbild der akzessorischen Zirkone des Lausitzer Granodiorits von Wiesa bei Kamenz und seine petrogenetische Auswertung. - Geologie, 6, S. 283-297, Berlin 1957.
- JUNG, H.: Grundriß der Mineralogie und Petrographie. - 367 S., 393 Abb., Jena (VEB Fischer Verl.) 1954.
- KALB, G. u. KOCH, L.: Die Kristalltracht der Zinkblende in minerogenetischer Betrachtung. - Cbl. Min. etc., A, 1929, S. 353, - 1929 c -
- " Die Kristalltracht des Flußspates und des Bleiglanzes in minerogenetischer Betrachtung. - Cbl. Min. etc., A, 1929, S. 308. - 1929 b -

- KÖHLER, A.: Erscheinungen an Feldspäten in ihrer Bedeutung für die Klärung der Gesteinsgenesis. - Tschermaks min.petr. Mitt., 3. F., 1, 1950, S. 51-67, 1950.
- KÖHLER, J.: Entstehung der Nabburger Flußspatlagerstätten. - Geol. Rdschau, 32, 1941.
- LINCK, G.: Über den Chemismus der tonigen Sedimente. - Geol. Rdschau, 4, 1913.
- MÜGGE, O.: Über radioaktive Höfe in Flußspat, Spinell, Granat und Aenigmatit. - Nachr.K.Ges.Wiss. Göttingen, Math.-phys.Kl., 1923, 1.
- NICKEL, E.: Zur Perthitbildung durch Plagioklasresorption bei der Kalifeldspatblastese. - N.Jb.Min., Mh., 11, 1953, S. 246-264.
- NIGGLI, P.: Gesteins- und Mineralprovinzen. - Band I, Berlin (Verlag Gebr. Bornträger) 1923.
- " Gesteine und Minerallagerstätten. Band II: Exogene Gesteine und Minerallagerstätten. - Basel (Verlag Birkhäuser) 1952.
- POLDERVAART, A. u. ECKELMANN, F.D.: Growth phenomena in zircon of autochthonous granites. - Bull.Geol.Soc. Amer., 66, 1955, S. 947-948.
- REIN, G.: Der Werdegang des Orthits in der magmatischen und metamorphen Abfolge des mittleren Schwarzwaldes. - N.Jb.Min., 84, H. 3, 1952, S. 365-435.
- RIEDEL, H.: Untersuchungen im Flußspatlagerstättenbereich westlich der Naab in der Oberpfalz. - N.Jb.Min., Abh., 87, H. 2, Stuttgart 1954.
- RITTMANN, A.: Die Zonenmethode. - Schweiz.Min.u.Petr.Mitt., 9, 1929, S. 1-46.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper. Teil I: Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. - Wien (Verlag Springer) 1948.
- STEINMETZ, H.: Über Fluoritfärbungen. - Z.Krist., 61, 1925.
- TERTSCH, H.: Die Festigkeitserscheinungen der Kristalle. - Wien (Verlag Springer) 1949.
- TEUSCHER, E.O.: Die Kalksilikatgneise der nördlichen Oberpfalz. - Geologica Bavarica, 14, München 1952.
- " u. BUDDE, E.: Emanationsmessungen im Nabburger Flußspatrevier. - Geol.Bav., 35, München 1957.

- TRÖGER, W.E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Mineralien. - Stuttgart (Verlag Schweizerbart) 1956.
- TUTTLE, O.F. u. BOWEN, N.L.: High-temperature albite and contiguous feldspars. - Journ.Geol., 58, 1950, S. 572-583. - 1950 b -
- TUTTLE, O.F.: Optical studies on alkali-feldspars. - Amer.Journ.Sci., BOWEN Vol., 1952, S. 553-567.
- TURNER, F.J.: Observations on twinning of plagioclase in metamorphic rocks. - Amer.Min., 36, 1951, S. 581-589.
- VALETON, I.: Veränderungen an Zirkon und Turmalin im Buntsandstein und Keuper. - Heidelb.Beitr.Min.u.Petr., 5, 1955-1957, S. 100-104.
- VOLL, G.: Stoff, Bau und Alter in der Grenzzone Moldanubikum/Saxothuringicum in Bayern unter besonderer Berücksichtigung gabbroider, amphibolitischer und kalksilikatführender Gesteine. - Beih.Geol.Jb., 42, Hannover 1960.
- WEINSCHENK, E.: Die Kieslagerstätte im Silberberg bei Bodenmais. - Abh.K.Bayer.Akad.Wiss.II.Kl., 21, 2. Abt., München 1901.
- WURM, A.: Über alte, geschieferte Amphibolitgänge des Wunsiedeler Marmorzuges. - Z.dtsch.Geol.Ges., 77 B, 1925, S. 174-182.
- " Morphologisch-tektonische Untersuchungen im Fichtelgebirge und Oberpfälzer Wald. - N.Jb.Min., Beil.-Bd., 69 B, 1932.
- ZIEHR, H.: Die Flußspatgänge von Wölsendorf und deren Nebengestein. - Unveröff.Diss. Universität München 1954 (Maschinenschrift).
- " Das Nabburg-Wölsendorfer Flußspatrevier. - Der Aufschluß: "Die Oberpfalz", 6, Göttingen 1957.

Tabelle 1

## Modaler Stoffbestand der Cordierit-Plagioklas-Metablastitgneise

| Lfd. Nr. | Bi     | Co     | Pg     | Qu     | Mu    | KF    | Zr     | Ap     | Erz    | Gr     | Summe           |
|----------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|-----------------|
| 1.       | 18,4   | 23,5   | 9,7    | 29,6   | 18,3  | -     | 0,02   | -      | 0,34   | 0,17   | 100,03 Vol. %   |
| 2.       | 25,0   | 17,1   | 12,8   | 31,2   | 11,3  | 1,53  | 0,01   | 0,19   | 0,79   | 0,07   | 99,99 "         |
| 3.       | 15,4   | 12,9   | 33,9   | 33,8   | 2,6   | -     | 0,02   | 0,02   | 1,36   | -      | 100,00 "        |
| 4.       | 17,6   | 14,2   | 31,6   | 34,1   | 1,8   | 0,3   | 0,10   | 0,05   | 0,25   | -      | 100,00 "        |
| 5.       | 17,6   | 9,8    | 25,6   | 34,2   | 0,7   | 11,4  | -      | -      | 0,60   | 0,10   | 100,00 "        |
| 6.       | 11,1   | 8,6    | 33,5   | 35,5   | 1,8   | 9,0   | 0,01   | -      | 0,50   | -      | 100,01 "        |
| Mittel   | (17,5) | (14,3) | (24,5) | (33,1) | (6,1) | (3,7) | (0,03) | (0,04) | (0,64) | (0,06) | (100,01 Vol. %) |

Lfd. Nr. vgl. Probenverzeichnis



Tabelle 2

## Errechneter chemischer Stoffbestand der Cordierit-Gneise

(Gew. %)

|                                | 1      | 2      | 3      | 4      | 5      | 6      | Mittel   |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|----------|
| SiO <sub>2</sub>               | 61,41  | 61,63  | 67,19  | 67,98  | 68,48  | 71,01  | ( 65,54) |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,73   | 0,93   | 0,56   | 0,64   | 00,63  | 0,41   | ( 0,65)  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18,18  | 16,32  | 14,93  | 15,01  | 14,13  | 14,37  | ( 15,59) |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,49   | 3,16   | 2,92   | 1,82   | 2,13   | 1,61   | ( 2,35)  |
| FeO                            | 4,37   | 5,20   | 3,61   | 3,57   | 3,58   | 2,44   | ( 3,79)  |
| MgO                            | 4,23   | 4,45   | 3,29   | 3,33   | 2,96   | 2,07   | ( 3,39)  |
| CaO                            | 0,81   | 1,12   | 1,60   | 1,79   | 1,58   | 1,90   | ( 1,48)  |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,11   | 1,31   | 2,83   | 2,39   | 2,28   | 2,78   | ( 2,12)  |
| K <sub>2</sub> O               | 3,79   | 3,81   | 2,04   | 2,21   | 3,27   | 2,68   | ( 2,97)  |
| MnO                            | 0,07   | 0,05   | 0,04   | 0,04   | 0,03   | 0,02   | ( 0,04)  |
| ZrO <sub>2</sub>               | 0,02   | 0,01   | 0,02   | 0,11   | -      | 0,01   | ( 0,03)  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | -      | 0,09   | 0,01   | 0,03   | -      | -      | ( 0,02)  |
| H <sub>2</sub> O               | 2,16   | 1,90   | 0,98   | 1,07   | 0,92   | 0,70   | ( 1,29)  |
| Summe                          | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | (100,00) |
|                                |        |        |        |        |        |        |          |
| si                             | 223    | 238    | 269    | 285    | 306    | 329    |          |
| al                             | 40     | 37     | 35     | 37     | 37     | 40     |          |
| fm                             | 44     | 45     | 41     | 39     | 37     | 30     |          |
| c                              | 3      | 4      | 7      | 8      | 7      | 9      |          |
| alk                            | 13     | 14     | 17     | 16     | 19     | 21     |          |
| ti                             | 1,99   | 2,69   | 1,69   | 2,00   | 1,88   | 1,42   |          |
| zr                             | 0,03   | 0,02   | 0,03   | 0,21   | -      | 0,03   |          |
| p                              | -      | 0,01   | 0,02   | 0,05   | -      | -      |          |
| k                              | 0,69   | 0,66   | 0,32   | 0,38   | 0,47   | 0,39   |          |
| mg                             | 0,53   | 0,54   | 0,49   | 0,53   | 0,54   | 0,49   |          |
| c/fm                           | 0,07   | 0,09   | 0,17   | 0,21   | 0,19   | 0,30   |          |
| si'                            | 152    | 156    | 164    | 164    | 176    | 181    |          |
| qz                             | +71    | +82    | +105   | +121   | +130   | +148   |          |



Tabelle 3

## Chemische Vergleichsanalysen zur Deutung der Cordierit-Gneise

|                                  | a     | b     | c     | d     | e     |
|----------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>                 | 57,05 | 60,15 | 58,11 | 69,96 | 67,77 |
| TiO <sub>2</sub>                 | 1,27  | 0,76  | 0,65  | 0,59  | -     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 17,22 | 16,45 | 15,40 | 10,52 | 12,68 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>   | 5,07  | 4,04  | 4,02  | 3,47  | 2,21  |
| FeO                              | 2,30  | 2,90  | 2,45  | -     | 1,24  |
| MnO                              | 0,12  | Sp.   | -     | 0,06  | -     |
| MgO                              | 2,17  | 2,32  | 2,44  | 1,41  | 3,46  |
| CaO                              | 2,04  | 1,41  | 3,10  | 2,17  | 4,41  |
| Na <sub>2</sub> O                | 1,05  | 1,01  | 1,30  | 1,51  | 3,87  |
| K <sub>2</sub> O                 | 2,25  | 3,60  | 3,24  | 2,30  | 2,35  |
| H <sub>2</sub> O                 | 7,17  | 4,71  | 3,66  | 5,74  | -     |
| CO <sub>2</sub>                  | -     | 1,46  | 2,63  | 1,40  | -     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>    | 0,21  | 0,15  | 0,17  | 0,18  | -     |
| SO <sub>3</sub> +Cl <sub>2</sub> | -     | 0,58  | 0,65  | 0,33  | -     |
| Rest                             | -     | 0,04  | -     | -     | -     |
| Summe                            | 99,99 | 99,58 | 97,82 | 99,64 | 97,99 |
| si                               | 239   | 257   | 238   | 431   | 264   |
| al                               | 42,5  | 41,5  | 37    | 38    | 29    |
| fm                               | 38    | 38    | 36    | 29,5  | 31    |
| c                                | 9     | 6,5   | 13,5  | 14,5  | 19    |
| alk                              | 10,5  | 14    | 13,5  | 18    | 21    |
| k                                | 0,59  | 0,70  | 0,62  | 0,50  | 0,29  |
| mg                               | 0,36  | 0,39  | 0,42  | 0,44  | 0,66  |
| h <sup>+</sup>                   | (100) | 54,5  | 50    | 40    | -     |
| CO <sub>2</sub>                  | -     | 8,5   | 14,5  | 12    | -     |
| ti                               | 4,0   | 2,4   | 2,0   | 2,7   | -     |
| p                                | 0,4   | 0,28  | 0,29  | 0,5   | -     |

a) Blauschlick Mittel nach CLARKE (NIGGLI 1952)

b) Mittel aus 51 paläozoischen Tonschiefern (NIGGLI 1952)

c) Mittel toniger Gesteine (NIGGLI 1952)

d) Mississippi Schlamm Deltagebiet (NIGGLI 1952)

e) Na-reicher Ton (LINCK 1913)



Tabelle 4

## Modaler Stoffbestand der Plagioklas-Biotit-Diatexit-Gneise

| Lfd. Nr. | Pg     | Bi     | KF    | Qu     | Orth   | Ti     | Zr     | Ap     | Erz    | Summe           |
|----------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-----------------|
| 7.       | 37,7   | 58,7   | 1,80  | 1,0    | -      | -      | 0,30   | -      | 0,50   | 100,00 Vol. %   |
| 8.       | 63,5   | 27,6   | 3,0   | 3,3    | 0,35   | 0,00   | 0,05   | 2,20   | 0,00   | 100,00 Vol. %   |
| 9.       | 39,9   | 40,7   | 0,09  | 17,5   | 0,22   | 0,38   | 0,24   | 1,9    | 0,00   | 100,03 Vol. %   |
| 10.      | 50,6   | 24,2   | 5,0   | 16,4   | 0,00   | 0,00   | 0,01   | 1,40   | 2,40   | 100,01 Vol. %   |
| 11.      | 52,4   | 23,0   | 3,70  | 16,9   | 0,00   | 0,00   | 0,50   | 0,00   | 2,70   | 100,00 Vol. %   |
| Mittel   | (48,6) | (34,8) | (2,7) | (11,0) | (0,11) | (0,08) | (0,22) | (1,10) | (1,12) | (100,01 Vol. %) |



Tabelle 5

Errechneter chemischer Stoffbestand der Diatexit-Gneise  
(Gew. %)

|                                | 7      | 8      | 9      | 10     | 11     | Mittel   |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|----------|
| SiO <sub>2</sub>               | 47,19  | 55,57  | 56,30  | 58,83  | 59,80  | ( 55,74) |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,99   | 0,99   | 1,75   | 0,84   | 0,81   | ( 1,28)  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17,56  | 18,97  | 14,97  | 15,73  | 15,70  | ( 16,59) |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3,90   | 1,59   | 2,30   | 4,44   | 4,79   | ( 3,41)  |
| FeO                            | 8,77   | 4,13   | 6,29   | 4,97   | 5,00   | ( 5,83)  |
| MgO                            | 6,73   | 3,29   | 4,75   | 2,86   | 2,71   | ( 4,07)  |
| CaO                            | 2,31   | 4,83   | 3,54   | 3,57   | 2,77   | ( 3,40)  |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,14   | 4,78   | 3,09   | 3,84   | 3,93   | ( 3,76)  |
| K <sub>2</sub> O               | 5,83   | 3,49   | 4,09   | 3,25   | 3,02   | ( 3,94)  |
| ZrO <sub>2</sub>               | 0,33   | 0,05   | 0,31   | 0,01   | 0,56   | ( 0,25)  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | -      | 1,07   | 0,91   | 0,67   | -      | ( 0,53)  |
| Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | -      | 0,01   | -      | -      | -      | ( 0,00)  |
| F                              | -      | 0,06   | 0,05   | 0,03   | -      | ( 0,03)  |
| Cl                             | -      | 0,02   | 0,02   | 0,01   | -      | ( 0,01)  |
| H <sub>2</sub> O               | 2,25   | 1,15   | 1,63   | 0,95   | 0,91   | ( 1,38)  |
| Summe                          | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | (100,00) |

|      |      |      |      |      |      |
|------|------|------|------|------|------|
| si   | 119  | 169  | 173  | 189  | 200  |
| al   | 26   | 34   | 27   | 30   | 31   |
| fm   | 51   | 29   | 44   | 38   | 40   |
| c    | 6    | 16   | 12   | 13   | 10   |
| alk  | 17   | 21   | 17   | 19   | 19   |
| ti   | 3,76 | 2,26 | 4,02 | 2,05 | 2,04 |
| zr   | 0,38 | 0,05 | 0,43 | 0,03 | 0,85 |
| p    | -    | 1,38 | 0,12 | 0,09 | -    |
| k    | 0,55 | 0,32 | 0,47 | 0,36 | 0,34 |
| mg   | 0,50 | 0,52 | 0,51 | 0,37 | 0,34 |
| c/fm | 0,12 | 0,55 | 0,27 | 0,34 | 0,25 |
| si*  | 158  | 184  | 168  | 176  | 176  |
| qz   | -39  | -15  | +5   | +13  | +24  |



Tabelle 6

Regelung der Einschlußminerale in Bezug auf das Kristallgitter  
der Wirtsminerale (U-Tisch-Vermessung)

Zirkon in BiotitPrisma<sub>Zr</sub>:

|                        |               |
|------------------------|---------------|
| in (001) <sub>Bi</sub> | 22 Zr = 41 %  |
| (001) <sub>Bi</sub>    | 10 Zr = 18,3% |
| ohne Regel             | 9 Zr = 16,7%  |
| unbestimmbar           | 13 Zr = 24 %  |
|                        | <hr/>         |
|                        | 54 Zr = 100 % |

Apatit in BiotitPrisma<sub>Ap</sub>:

|                        |              |
|------------------------|--------------|
| in (001) <sub>Bi</sub> | 25 Ap = 48%  |
| (001) <sub>Bi</sub>    | 10 Ap = 19%  |
| ohne Regel             | 12 Ap = 23%  |
| unbestimmbar           | 5 Ap = 10%   |
|                        | <hr/>        |
|                        | 52 Ap = 100% |

Biotit in Plagioklas(001)<sub>Bi</sub>:

|                        |               |
|------------------------|---------------|
| in (001) <sub>Pg</sub> | 6 Bi = 30 %   |
| in (010) <sub>Pg</sub> | 11 Bi = 55 %  |
| in (110) <sub>Pg</sub> | 1 Bi = 5 %    |
| ohne Regel             | 2 Bi = 10 %   |
| unbestimmbar           | -             |
|                        | <hr/>         |
|                        | 20 Bi = 100 % |

Apatit in PlagioklasPrisma<sub>Ap</sub>:

|                        |              |
|------------------------|--------------|
| in (001) <sub>Pg</sub> | 11 Ap = 14%  |
| in (010) <sub>Pg</sub> | 32 Ap = 41%  |
| in (110) <sub>Pg</sub> | -            |
| ohne Regel             | 20 Ap = 26%  |
| unbestimmbar           | 15 Ap = 19%  |
|                        | <hr/>        |
|                        | 78 Ap = 100% |



Tabelle 7

## Modaler Stoffbestand der Hornblende-Gneise

| Lfd. Nr.        | Bi     | Hbl    | Pg     | Qu    | Pi    | Zr     | Ap     | Erz   | Summe           |
|-----------------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|--------|-------|-----------------|
| 12 <sup>+</sup> | 39,7   | 40,6   | 14,8   | 2,5   | -     | 0,05   | 1,7    | 0,65  | 100,00 Vol. %   |
| 13              | 42,7   | 25,7   | 24,8   | 6,4   | -     | 0,03   | 0,18   | 0,29  | 100,00 Vol. %   |
| 14              | 28,8   | 24,7   | 39,9   | 8,5   | -     | 0,05   | 0,5    | 0,55  | 100,00 Vol. %   |
| 15              | 26,0   | 14,5   | 52,2   | 5,7   | -     | 0,5    | 0,1    | 1,0   | 100,00 Vol. %   |
| 16              | 24,6   | 9,5    | 60,2   | 3,5   | 0,2   | 0,1    | 0,8    | 1,1   | 100,00 Vol. %   |
| 17              | 17,8   | 14,0   | 60,2   | 6,1   | 0,3   | -      | 0,2    | 1,4   | 100,00 Vol. %   |
| Mittel          | (29,9) | (21,5) | (42,0) | (5,4) | (0,1) | (0,12) | (0,59) | (1,1) | (100,00 Vol. %) |

<sup>+</sup> 12 = grobkörniger Hornblendegneis  
 13-17 = feinkörnige Hornblendegneise



Tabelle 8

## Errechneter chemischer Stoffbestand der Hornblende-Gneise

|                                | 12     | 13     | 14     | 15     | 16     | 17     |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 46,07  | 49,24  | 52,68  | 52,35  | 51,89  | 54,20  |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,17   | 1,29   | 0,86   | 0,80   | 0,76   | 0,54   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 12,81  | 14,76  | 15,85  | 18,31  | 19,68  | 19,11  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 4,16   | 3,62   | 3,03   | 3,29   | 3,19   | 3,23   |
| FeO                            | 3,99   | 3,58   | 2,82   | 2,66   | 2,47   | 2,36   |
| MgO                            | 15,67  | 13,37  | 10,46  | 8,02   | 6,81   | 6,38   |
| CaO                            | 7,82   | 5,81   | 6,70   | 6,42   | 6,60   | 6,74   |
| Na <sub>2</sub> O              | 1,50   | 2,11   | 2,87   | 3,69   | 4,13   | 4,17   |
| K <sub>2</sub> O               | 3,46   | 3,87   | 2,76   | 2,54   | 2,74   | 2,11   |
| MnO                            | 0,05   | 0,03   | 0,03   | 0,02   | 0,01   | 0,02   |
| ZrO <sub>2</sub>               | 0,05   | 0,03   | 0,05   | 0,11   | 0,11   | -      |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,77   | 0,08   | 0,22   | 0,24   | 0,38   | 0,09   |
| F                              | 0,04   | -      | 0,01   | 0,01   | 0,02   | 0,01   |
| Cl                             | 0,02   | -      | 0,01   | 0,00   | 0,01   | 0,00   |
| H <sub>2</sub> O               | 2,42   | 2,21   | 1,65   | 1,34   | 1,19   | 1,04   |
| Summe                          | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |
| si                             | 91     | 108    | 130    | 132    | 135    | 144    |
| al                             | 15     | 19     | 23     | 27     | 30     | 30     |
| fm                             | 60     | 57     | 49     | 42     | 37     | 37     |
| alk                            | 8      | 10     | 11     | 14     | 15     | 14     |
| c                              | 17     | 14     | 17     | 17     | 18     | 19     |
| ti                             | 2,10   | 2,11   | 1,60   | 1,51   | 1,48   | 1,08   |
| zr                             | 0,04   | 0,03   | 0,06   | 0,13   | 0,13   | -      |
| p                              | 0,65   | 0,07   | 0,23   | 0,26   | 0,42   | 0,10   |
| k                              | 0,61   | 0,55   | 0,39   | 0,33   | 0,30   | 0,25   |
| mg                             | 0,78   | 0,78   | 0,77   | 0,72   | 0,70   | 0,69   |
| c/fm                           | 0,28   | 0,25   | 0,35   | 0,40   | 0,49   | 0,51   |
| si'                            | 132    | 140    | 144    | 156    | 160    | 156    |
| qz                             | -41    | -32    | -14    | -24    | -25    | -12    |



Tabelle 9

## Chemische Vergleichsanalysen zur Deutung der Hornblende-Gneise

|                                | a     | b     | c     | d      | e      |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 48,90 | 54,80 | 51,61 | 56,49  | 46,90  |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,80  | 1,60  | 5,12  | 0,48   | -      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 19,07 | 18,20 | 12,53 | 11,59  | 16,88  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,70  | 1,74  | 3,14  | 3,48   | 2,15   |
| FeO                            | 5,87  | 5,48  | 7,55  | 1,42   | 11,38  |
| MnO                            | 0,40  | 0,42  | -     | 0,30   | 0,68   |
| CaO                            | 7,80  | 6,90  | 5,44  | 5,11   | 7,89   |
| MgO                            | 5,27  | 3,62  | 1,08  | 6,43   | 5,47   |
| K <sub>2</sub> O               | 2,62  | 2,19  | 0,99  | 3,77   | 0,33   |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,68  | 2,97  | 2,34  | 0,52   | 4,01   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,41  | 0,26  | 0,68  | 0,09   | -      |
| CO <sub>2</sub>                | -     | -     | 3,70  | 7,42   | 2,06   |
| H <sub>2</sub> O               | 1,19  | 1,60  | 5,05  | 3,19   | 2,40   |
| Rest                           | -     | -     | -     | 0,09   | -      |
| Summe                          | 99,71 | 99,60 | 99,23 | 100,38 | 100,15 |
| si                             | 122,3 | 161,5 | 195   | 196    | 110,5  |
| al                             | 28,1  | 31,2  | 28    | 23,5   | 23,4   |
| fm                             | 37,9  | 34,4  | 39    | 47,5   | 47     |
| c                              | 20,9  | 21,8  | 22    | 19     | 20     |
| alk                            | 13,1  | 12,6  | 11    | 10     | 9,6    |
| k                              | 0,31  | 0,33  | 0,22  | 0,83   | 0,05   |
| mg                             | 0,52  | 0,46  | 0,16  | 0,70   | 0,66   |
| qz                             | -31   | +11   | -     | -      | -28    |

a) Redwitzit Wölsauer Hammer, normaldioritischer Chemismus (WURM 1932)

b) Redwitzit Wölsauer Höhe, gabbrodioritischer Chemismus (WURM 1932)

c) Oxford-Schiefer, Ponaduz, Schweiz (NIGGLI 1952)

d) Dachschiefer, Washington (USA) (NIGGLI 1952)

e) Diabas, Schwarzenbach a. W. (WURM 1926)



Tabelle 10

## Vergleichs-NIGGLI-Werte zur Deutung der Hornblende-Gneise

|      | a    | b    | c    | d    | e     | f    | g    | h    |
|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|
| si   | 108  | 100  | 105  | 160  | 140   | 220  | 155  | 135  |
| al   | 21   | 23,5 | 17   | 25   | 25    | 31   | 29   | 24,5 |
| fm   | 52   | 40,5 | 46   | 46   | 44    | 31   | 35   | 42,5 |
| c    | 21   | 31,5 | 24   | 12   | 18    | 19   | 22   | 23   |
| alk  | 6    | 4,5  | 13   | 17   | 13    | 19   | 14   | 10   |
| k    | 0,20 | 0,16 | 0,60 | 0,50 | 0,57  | 0,25 | 0,28 | 0,28 |
| mg   | 0,55 | 0,75 | 0,65 | 0,60 | -0,63 | 0,48 | 0,48 | 0,50 |
| c/fm | -    | -    | -    | 0,26 | 0,40  | -    | -    | -    |

## Magmentypen aus NIGGLI 1923

- |                        |                 |
|------------------------|-----------------|
| a) Gabbro und Norit    | e) Lamprosomait |
| b) Pyroxen-Hornblendit | f) Quarzdiorit  |
| c) Shonkinit           | g) Normaldiorit |
| d) Lamprosyenit        | h) Gabbrodiorit |



Tabelle 11

Errechneter chemischer Stoffbestand der quarzitischen Gneise  
(18-20)

|                                | 18     | 19     | 20     | a      | b      | c     |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 77,90  | 76,12  | 72,74  | 73,71  | 76,84  | 72,25 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,29   | 0,49   | 0,39   | -      | -      | -     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 10,84  | 10,43  | 11,20  | 10,40  | 11,76  | 8,04  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,99   | 1,83   | 3,34   | 3,89   | 0,55   | 1,66  |
| FeO                            | 1,39   | 2,53   | 2,88   | 1,88   | 2,88   | 3,68  |
| MgO                            | 0,90   | 1,63   | 1,33   | 1,62   | 1,39   | 2,16  |
| CaO                            | 1,55   | 1,93   | 2,49   | 0,96   | 0,70   | 1,46  |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,42   | 2,74   | 3,05   | 3,48   | 2,57   | 3,27  |
| K <sub>2</sub> O               | 3,30   | 1,64   | 1,67   | 0,99   | 1,62   | 4,09  |
| ZrO <sub>2</sub>               | 0,09   | 0,11   | 0,16   | -      | -      | -     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,00   | -      | 0,29   | -      | -      | -     |
| H <sub>2</sub> O               | 0,32   | 0,55   | 0,44   | 3,66   | 1,87   | 2,00  |
| MnO                            | -      | -      | -      | 0,17   | -      | 0,28  |
| Summe                          | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,76 | 100,18 | 98,79 |
| si                             | 489    | 423    | 364    | 407    | 478    | 381   |
| al                             | 40     | 34     | 33     | 33,5   | 43     | 25    |
| fm                             | 21     | 33     | 34     | 39     | 30,5   | 35    |
| c                              | 11     | 12     | 13     | 5,5    | 4,5    | 8     |
| alk                            | 28     | 21     | 20     | 22     | 22     | 32    |
| ti                             | 1,29   | 2,04   | 1,51   | -      | -      | -     |
| zr                             | 0,26   | 0,13   | 0,37   | -      | -      | -     |
| p                              | 0,01   | -      | 0,69   | -      | -      | -     |
| k                              | 0,47   | 0,28   | 0,27   | 0,16   | 0,29   | -     |
| mg                             | 0,43   | 0,42   | 0,29   | 0,34   | 0,42   | -     |
| c/fm                           | 0,52   | 0,36   | 0,38   | -      | -      | -     |
| si*                            | 212    | 184    | 160    | -      | -      | -     |
| qz                             | +277   | +239   | +204   | -      | -      | -     |

Chemische Vergleichsanalysen zur Deutung der quarzitischen Gneise:

a) Sandstein, Mt. Diabolo, Kalifornien (USA) NIGGLI 1952)

b) Grauwacke, Wisconsin, (USA) (NIGGLI 1952)

c) Präkambr. Grauwacke von Podbaba bei Prag (LINCK 1913)



Tabelle 12

## Errechneter chemischer Stoffbestand der Mobilisate

(21-22 = Cordierit-Fleckenaploid;

23-24 = Metatekt II)

|                                | 21     | 22     | 23     | 24     |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 75,47  | 73,05  | 75,85  | 73,86  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,01   | 0,01   | 0,01   | 0,01   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,31  | 15,29  | 14,42  | 13,76  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,09   | 0,18   | 0,11   | 1,41   |
| FeO                            | 0,03   | 0,09   | 0,08   | 0,74   |
| MgO                            | 0,09   | 0,05   | 0,52   | 1,73   |
| CaO                            | 1,09   | 1,02   | 1,43   | 1,28   |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,50   | 2,97   | 5,04   | 4,44   |
| K <sub>2</sub> O               | 5,24   | 7,24   | 2,26   | 1,99   |
| H <sub>2</sub> O               | 0,17   | 0,10   | 0,28   | 0,78   |
| Summe                          | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |
| si                             | 480    | 414    | 439    | 402    |
| al                             | 54     | 51     | 49     | 44     |
| fm                             | 1      | 1      | 5      | 17     |
| c                              | 1      | 6      | 9      | 8      |
| alk                            | 44     | 42     | 37     | 31     |
| ti                             | 0,04   | 0,03   | 0,03   | 0,03   |
| k                              | 0,49   | 0,62   | 0,23   | 0,54   |
| mg                             | (0,68) | 0,33   | 0,87   | 0,81   |
| c/fm                           | 1,0    | 0,60   | 0,18   | 0,47   |
| si'                            | 276    | 268    | 248    | 224    |
| qz                             | +204   | +146   | +191   | +178   |



Tabelle 13

## Errechneter chemischer Stoffbestand der Granite

(25 = Kristallgranit; 26-27 = feinkörniger Granit;

28-29 = grobkörniger Granit; 30-31 = Aplitgranit)

|                                | 25     | 26     | 27     | 28     | 29     | 30     | 31     |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 66,89  | 72,90  | 69,80  | 74,35  | 72,89  | 74,66  | 73,07  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,44   | 0,07   | 0,16   | 1,86   | 0,12   | 0,07   | 0,09   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,50  | 14,98  | 16,09  | 13,01  | 14,37  | 14,31  | 14,82  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2,32   | 0,88   | 1,42   | 0,99   | 1,37   | 0,44   | 0,53   |
| FeO                            | 3,04   | 0,65   | 1,14   | 1,28   | 1,10   | 0,42   | 0,61   |
| MgO                            | 1,80   | 0,30   | 0,58   | 0,87   | 0,49   | 0,26   | 0,35   |
| CaO                            | 2,52   | 1,55   | 1,34   | 1,01   | 1,91   | 1,15   | 1,23   |
| Na <sub>2</sub> O              | 3,57   | 3,12   | 2,74   | 2,56   | 3,87   | 3,68   | 3,87   |
| K <sub>2</sub> O               | 4,02   | 5,05   | 5,86   | 5,06   | 3,98   | 4,48   | 5,12   |
| ZrO <sub>2</sub>               | 0,09   | 0,03   | 0,05   | 0,07   | 0,12   | 0,12   | 0,10   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,54   | 0,07   | 0,05   | 0,13   | 0,03   | 0,03   | 0,01   |
| F                              | 0,03   | 0,00   | 0,00   | 0,01   | 0,00   | 0,00   | 0,00   |
| Cl                             | 0,01   | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 0,00   |
| H <sub>2</sub> O               | 0,63   | 0,41   | 0,77   | 0,47   | 0,48   | 0,38   | 0,22   |
| Summe                          | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,01 |
| si                             | 275    | 397    | 346    | 436    | 388    | 427    | 403    |
| al                             | 35     | 48     | 47     | 45     | 45     | 48     | 47     |
| fm                             | 29     | 9      | 15     | 16     | 15     | 8      | 8      |
| c                              | 11     | 9      | 7      | 6      | 7      | 7      | 7      |
| alk                            | 25     | 34     | 31     | 33     | 33     | 37     | 38     |
| ti                             | 1,36   | 0,29   | 0,59   | 0,98   | 0,48   | 0,30   | 0,35   |
| zr                             | 0,17   | 0,07   | 0,11   | 0,19   | 0,29   | 0,31   | 0,25   |
| p                              | 0,94   | 0,16   | 0,10   | 0,32   | 0,07   | 0,07   | 0,02   |
| k                              | 0,43   | 0,52   | 0,59   | 0,57   | 0,42   | 0,45   | 0,45   |
| mg                             | 0,38   | 0,29   | 0,31   | 0,48   | 0,25   | 0,32   | 0,39   |
| c/fm                           | 0,46   | 1,0    | 0,47   | 0,38   | 0,47   | 0,87   | 0,87   |
| si'                            | 200    | 236    | 224    | 232    | 232    | 238    | 252    |
| qz                             | +75    | +161   | +122   | +204   | +156   | +189   | +151   |



Tabelle 14

Vergleichs-NIGGLI-Werte zur Deutung der Granite

|     | a    | b    | c    |
|-----|------|------|------|
| si  | 460  | 420  | 270  |
| al  | 46   | 44   | 35   |
| fm  | 8    | 12   | 26   |
| c   | 5,5  | 6    | 15   |
| alk | 40,5 | 38   | 24   |
| k   | 0,50 | 0,50 | 0,42 |
| mg  | 0,20 | 0,25 | 0,33 |

---

 Magmentypen aus NIGGLI 1923

- a) Aplitgranit
- b) Engadinitgranit
- c) Normalgranit



## Probenverzeichnis der optischen Analysen

### Cordierit-Gneis

- 1 westlich P 500 m nahe Ödgarten, r. <sup>45</sup>16 060, h. <sup>54</sup>72 560.
- 2 westlich P 522 m (Ostles-Berg), r. <sup>45</sup>18 050, h. <sup>54</sup>71 520.
- 3 Grube Max, Querschlag 600, 10 m südwestlich Gang 2.
- 4 Grube Max, Querschlag 600, 16 m südwestlich Gang 2.
- 5 Grube Max, 21 m Teufe, 3 m südwestlich Gang 2, 152 m südöstlich Schachtquerschlag
- 6 Grube Max, 21 m Teufe, 7 m südwestlich Gang 2, 152 m südöstlich Schachtquerschlag

### Biotit-Plagioklas-Gneis

- 7 Stbr. südlich Oberauerbach, r. <sup>45</sup>20 180, h. <sup>54</sup>70 560.

### Diatexit-Gneis

- 8 Grube Max, Querschlag 300, 78 m südwestlich Gang 2.
- 9 nördlich P 504 m bei Altfalter, r. <sup>45</sup>16 110, h. <sup>54</sup>73 590.
- 10 Grube Max, Querschlag 300, 85 m südwestlich Gang 2.
- 11 Grube Max, Querschlag 300, 65 m südwestlich Gang 2.

### Hornblende-Gneis

- 12 Grube Max, Querschlag 302, 58 m südwestlich Gang 2, SE-Wand.
- 13 Grube Max, 21 m Teufe, 10 m südwestlich Gang 2, ca. 208 m südöstlich Schachtquerschlag.
- 14 Grube Max, wie Nr. 13, 15 m südwestlich Gang 2.
- 15 Grube Max, Querschlag 300, südwestlich Gang 2, vor Ort, 108 m.
- 16 Grube Max, Querschlag 300, 89 m südwestlich Gang 2, SE-Wand.
- 17 Grube Max, Querschlag 300, 57 m südwestlich Gang 2, SE-Wand.

### Quarzitische Gneise

- 18 nordwestlich Ostles-Berg, r. <sup>45</sup>17 910, h. <sup>54</sup>71 900.
- 19 Grube Max, Querschlag 303, 11 m nordöstlich Gang 2.
- 20 Grube Max, Querschlag 301, 78 m.

### Cordierit-Fleckenaploide

- 21 Grube Max, Querschlag 300, 6 m südwestlich Gang 2.
- 22 Grube Max, Querschlag 301, 19 m.

## Metatekt II

- 23 Grube Max, 92 m Sohle, Sumpfstrecke, 5 m.  
24 Grube Max, Querschlag 301, vor Ort, 84 m.

## Kristallgranit

- 25 Stbr. südlich Sonnenried, r.  $^{45}17\ 620$ , h.  $^{54}68\ 750$ .

## feinkörniger Granit

- 26 Stbr. nördlich Krandorf, r.  $^{45}16\ 840$ , h.  $^{54}72\ 230$ .  
27 Wegeinschnitt südöstlich Richt, r.  $^{45}15\ 180$ , h.  $^{54}72\ 420$ .

## grobkörniger Granit

- 28 Waldecke südlich Oberauerbach, r.  $^{45}20\ 230$ , h.  $^{54}70\ 570$ .  
29 Höhe P 504 m bei Altfalter, r.  $^{45}16\ 060$ , h.  $^{54}73\ 420$ .

## Aplitgranit

- 30 kleiner Bruch am südöstlichen Luftschacht der Grube Max.  
31 Grube Max, Querschlag 302, ca. 44 m südwestlich Gang 2.

## Lebenslauf

Am 8. Mai 1935 wurde ich als Sohn des damaligen Regierungsinspektors Richard Bosse und seiner Ehefrau, Emma Bosse, geb. Heintel in Kiel geboren.

Nach dem Besuch der Volksschule von 1941 bis 1943 in Berlin und 1944 in Schwäbisch Gmünd war ich Schüler der Oberrealschule für Jungen in Schwäbisch Gmünd von 1945 bis 1948. Die Reifeprüfung bestand ich im März 1954 am Wilhelm-Gymnasium, Oberschule für Jungen in Hamburg.

Vom Sommersemester 1954 bis Sommersemester 1956 war ich an der Rheinischen Friedrich-Wilhelms Universität in Bonn, Fachrichtung Geologie immatrikuliert, wo ich im Februar 1956 die Diplom-Geologen-Vorprüfung ablegte.

Seit dem Wintersemester 1956 bin ich an der Ludwig-Maximilians-Universität München eingeschrieben, an der ich im Dezember 1959 mit der Diplom-Geologen-Hauptprüfung mein Studium abschloß.

Im Herbst 1957 nahm ich an einem erdölgeologischen Kurs am Amt für Bodenforschung in Hannover teil.

Seit Mai 1961 bin ich als wissenschaftliche Hilfskraft am Institut für Gesteinskunde der Universität München angestellt.

Meine akademischen Lehrer waren:

an der Universität Bonn: W. Bierther, R. Brinkmann, C. Craig, R. Danneel, K.H. Erben, J. Frechen, H. Gerth, D. Helferich, R. Hoeppener, R. Lehmensick, A. Neuhaus, W. Paul, F. Schumacher, W. Schumacher, W. Simon, P.W. Thomson, P. Woldstedt;

in München: G. Angenheister, H. Beckmann, R. Dehm, G. Fischer, H. Hagn, E. Kraus, O. Kraus, A. Maucher, K. Mägdefrau, G. Menzer, F. Neumaier, H. Reich, P. Schmidt-Thomé, H.J. Schneider, J. Schröder, W. Zeil.





